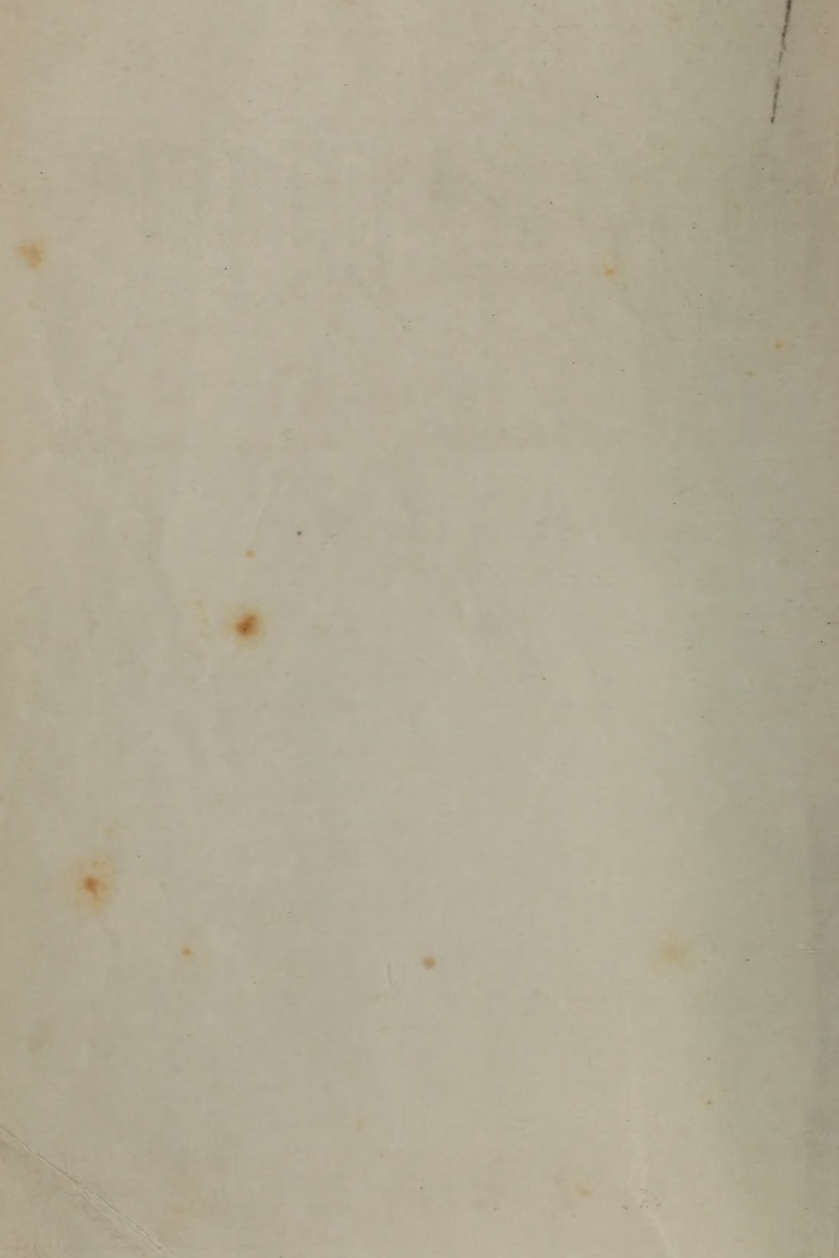
中央人民政府地質部推薦
高等學校教材試用本

地貌學原理

邦達楚克 著

地質出版社




中科院植物所图书馆
S0014410

中央人民政府地質部推薦

高等學校
中等專業學校教材試用本說明

為了實現國家在過渡時期的總路綫與總任務，依照國家建設需要，相應地培養地質人材，是一項重要而艱巨的任務。要求提高我們地質教育的現有水平，則學習蘇聯先進經驗，是最為迫切需要的；而其中使用蘇聯教材更是對提高和改進教學內容有直接作用。一九五二年九月廿四日人民日報社論也曾經指出：「蘇聯各種專業的教學計劃和教材，基本上對我們是適用的。它是眞正科學的和密切聯系實際的。至於與中國實際結合的問題，則可在今後教學實踐中逐漸求得解決。」我們就是本着這種需要陸續翻譯了蘇聯的有關地質教材，作為現階段我國高等學校、中等專業學校的教材試用本。

希望使用這一教材及今後我們陸續推薦的教材的教師和同學們，特別是各有關教研組或學科委員會，在教學過程中，對譯本的內容或譯文認眞的研究，提出意見，作為今後修訂的參考。我們並希望各校的有關教研組或學科委員會在此基礎上使之能結合我國實際，逐步適當增删，以求最後能編出完全適合我國需要的新教材來。

中央人民政府地質部

中央人民政府地質部推薦

高等學校教材試用本

地貌學原理

邦達楚克 著

地質出版社

1954·北京



本書係根據蘇聯地質礦物學博士邦達楚克（В. Г. Бондарчук）所著"地貌學原理"（Основы геоморфологии）譯出，原書係由俄羅斯蘇維埃聯盟社會主義共和國教育部國立教育師範出版社（Учпедгиз）1949年於莫斯科出版。由蘇聯高等教育部批准作爲綜合大學及師範專科學校教學參考書。

本書對各種構造地形作了詳細的分類和精闢的闡述；對地形和氣候的關係及因氣候形成的各種地形同樣作了詳細的敘述，另在地形基本特徵、人爲的地形、地形的年代、地貌的分區上敘述得更爲全面。

本書除適用於地質專科學校、各大學地質系、地理系和師範大學地理系外，對各經濟部門，如土壤改良、水利工程建設、交通線及通訊建築工程、城市企業設計測量、水文地質、國防各部門來說，也是很好的參考書。

本書由北京地質學院編譯科譯出，北京地質學院普通地質教研室校對地質部編譯出版室，甯奇生、吳偉、周復三同志審校。

書號0098 地貌學原理 400千字

著者	邦達楚克
譯者	北京地質學院編譯科
出版者	地質出版社
	北京安定門外六舖炕
	北京市書刊出版業營業許可證公字第伍伍伍號
發行者	新華書店
印刷者	北京市救濟分會印刷廠
	北京宣武門外教子胡同甲三十二號

印數（京）1—6000　　一九五四年十月北京第一版
定價26,000元　　一九五四年十月第一次印刷
開本31×43 1/25

目　　錄

原　　序

這本書是爲大學及師範學院地質土壤系及地理學系學習地貌學時參考用而編著的。

“地貌學原理”一書與已出版的其他參考書不同之點，在其對於地表上無數地面形態的簡單而概括的敍述，對於地形形成過程的特點的描寫，以及按照各別地形形態的成因與年代而作出的分類。

書內材料所以這樣的分配是因爲著者認爲：地形是地殼發展過程的表現，是它的形態（地形）與其內容（地質構造）的統一體。這本書中所包括的、爲其他教本所沒有的新的材料是：岩石圈的地形，地貌分區，地形的年代及冰雪蓋的的地形。書內的例子主要是蘇聯境內的。

此書提供讀者的材料是根據著者在基輔的國立大學地質土壤科、地理科及在偉大的衛國戰爭中在中亞工業學院採礦科的地貌學教程第一部分增補而成的。

此教程的第二部分“區域地貌學”正在增訂中，其完成出版仍有待於將來。

序 言

地貌學的一般任務 地表面的特徵爲其具有異常多樣的、範圍不同、起源不同、年代不同的形態。以終年積雪的山嶺和寬廣的低平原即可爲例。山地裡河谷深切地表，激盪洶湧的河水奔流於狹窄的山谷中。而在平原，河水緩緩滾流，蜿蜒迂廻於平坦的地表面上。有時候，山地與平原極富有變化而生動如畫，但在另一些時候，則成爲光禿禿單調的、炎熱的或冰雪的荒漠。

由上述例子可以明顯地看到兩個基本特徵，這决定地殼任何地區的地形特點：地表高度的差異（造成了山地或平原的地形特點）及氣候。這兩個因素在空間上和時間上都是易變的，這種易變性表現在不同發展階段的不同年代的地形中。在成因上與歷史上相互關聯的各種不同地面的組合構成了地貌景觀（геоморфологический ландшафт）。

地形是動態的；地形的起伏是處在經常變動及變化的情況中。在這些變動過程中發生了新的形態。地面形態的變化過程由動力地質的各樣力能而實現；其中包括內力，也包括外力。研究形成地表的所有現象與過程，並描繪這些地表外形，便構成一種專門的學科——地貌學（геоморфология）。

進行地形的研究可從各種不同的觀點出發。有的時候僅僅研究不平地面的外形與面積。闡明這一方面地形的特點，就是地勢學（морфография）或描述地貌學（описательная геоморфология）的任務。地勢學主要是說明地形的外部特點與面積，而不估量它們起源與相互關係。研究地表起伏發展過程，就是發生地貌學（генетическая геоморфология）的任務，發生地貌學是論述地表外形變化的成因、年代與動力。這一部分的地貌學係以古地理學、構造地質學和動力地質學的材料爲基礎。地貌圖是地貌學研究最後的結果，它反映了地表外形的構造、年代、成因與空間位置。

地貌學的發展 在人類歷史的初期，人類卽已開始認識地形的特點。採礦事業的發展供給了詳細研究地形的動力。但是最初的地貌學的研究並不是獨立進行的，而是附帶在地質和地理的工作中，關於地面的知識是在十八世紀開始。羅蒙諾索夫首先發表了關於地表起伏的成因與變化的科學概念，他非常肯定地認爲：地面主要的起伏面——山脈——是因地球的內力生成的。在山脈的破壞過程中，水、風及其他作用在地表上的力能起着主要的作用。

羅蒙諾索夫著作發表以後，整整一個世紀的時間裏，新的地形學說進展很少。在十九世紀後半期，普通（區域）地質的和地理的研究對地貌學的發展具有特殊意義。這些研究提供了豐富的實際材料，並且以有關地球外形各各不同的新的材料豐富了科學。

在這個期間，地貌學開始自地質學中分出，成爲研究地形的獨立部分。1858年在地質學中首先採用了геоморфология這個名稱，表示關於地球外形的知識（гео——地球，морфа——形態，логос——言論，知識）。在這個階段中，地貌學的主導思想在俄國和在國外同時獲得了發展。俄國學者的研究普及於國土的廣大地區，研究了這些地區內地表外形的基本類型與其成因特點。克拉波特金（П. А. Крапоткин）在其卓越的、關於冰期的著作中曾經肯定了冰川改變地表的影響。多庫恰耶夫（В. В. Докучаев）的關於俄國河谷的成因與發展的著作成爲研究水成的地形的典範，索科洛夫（Н. С. Соколов）的研究南部俄羅斯的經典著作，確定了我國草原區地形因海岸線位置變化而發育的規律性。在這些著作中都說明了海岸線主要外形的特徵。巴甫洛夫（А. П. Павлов）曾經描述平原的地形。另外，圖特科夫斯基（П. А. Тутковский）曾經闡述風對於地形變化的影響。

俄國的亞洲地形研究者，對於廣闊地域的地形描述供給了極好的範例。在這些著作中契爾斯基（И. Д. Черский）關於西伯利亞地表構成的研究，普爾熱瓦爾斯基（Н. М. Пржевальский）關於中亞細亞的研究，奧勃魯契夫（В. А. Обручев）對於中國的研究和杜賓斯基（В. Дубянский）關於亞洲中部確定沙漠地形特性的研究都佔有特殊的

地位。

由於十九世紀及二十世紀相交時俄國學者的努力，奠定了地球外形分區的基礎。這種工作最早的範例之一就是貝爾格（Л. С. Берг）的依照俄羅斯亞洲部分的地質構造和地形而劃分若干地區的工作。

到二十世紀初，在俄國的地質學和地理學中已經積累了相當廣泛的材料，對地球外形的成因描述與分區方法提出了完整的概念，這就是專門的知識領域—地貌學的基本任務。但把關於地形構造的廣泛而實際的材料，綜合起來成為地貌學獨立課程及地形的一般科學研究，則在偉大的十月革命以後才實現。

北美地貌學的發展（十九--二十世紀）中，戴維斯（В. Дезис）的地理循環說起了極大的作用。戴維斯所說的地理循環或侵蝕循環係指各種逐漸的、緩慢的變化，這些變化在地球地形的一定的地段內，從山的升起和形成直到變為次生平原——準平原—為止的過程中是一直存在的。

在每個循環中，地形的一種形態為另一種形態所代替，因此地表的形狀可以劃分為若干不同年齡的發展階段。戴維斯把最早的階段叫作幼年期（юность），中間階段為壯年期（зрелость），最終階段為老年期（дряхлость）。每一個階段都以自己走向衰老的過程的特點與速度而有所區別。

循環因地域條件（如高度的差異、岩層的產狀、岩層的成分等）不同而發展得亦各不相同。大地構造是循環發展的決定因素；新的地殼運動能够使循環的發展停留在任何階段。當循環發展停留在壯年期或老年期的時候，發生新循環就稱為地形回春（омоложение рельефа）現象。

歐洲的地貌學在十九世紀後半期的發展也是極急劇的；1894年出版了彭克（Альбрехт Пенк）的“地球表面形態”一書，依照描述的原則對於地球表面的構造作了一個概述。

二十世紀初，戴維斯的學說曾經遭受德國地貌學者——赫脫納（Гетнер）和巴薩格（Пассарге）的激烈的批評。這兩個學者指出戴

維斯學說的主要缺點爲解釋地形發展過程的嚴重公式主義，還有他的學說非常抽象，與自然界的具體情况脫離。

戴維斯的論著雖然和其他論著一樣，不能反映和包括地形的發展的地方條件的多種多樣性，但是他的抽象的理論中的概念仍是有價值的。他的論著的主要缺點在於循環學說將地形發展過程固定於一定順序的發展形勢的範圍之內。當這樣的範圍破壞時，新的順環就按照同樣的順序發展。

整個地形的發展乃是非常複雜的過程，在所有情况下，它都超出地理循環的範圍以外。無論是戴維斯也好，或是其他的國外的批評者也好，看來都不能給予地形的發展過程以完整的解釋。

彭克（В.Пенк）所著的"形態分析"一書中有關地形發展看法是有意義的。形態分析是追求純地質的目標——用研究地表的起伏情况與作用在地表的外力的綜合來說明地殼一定地區的動力。這個任務可以用包括三個數值的數學公式來表示。在這個公式中，岩層變動爲未知數；地形和地表面的因素是已知數，可以用數目字來表示。因此形態分析的基本問題，在於如何决定地殼運動的方向與速度。地殼運動的特點是反映在山坡的坡面發展過程中，山坡在山地內是地形的重要因素。因爲地殼上升進行得不是均勻的，並且不是繼續不斷的，所以處在不同海拔的平坦殘餘地表是很發育的。這些地表面具有微波狀的地形，在它上面升起了四周爲凹形山坡的島狀山（островные горы）。

每個山坡，不管它的成因如何——是構造山坡或侵蝕山坡，它的坡脚（подошка）總是與永久流水或間歇流水毗連着的，這個水道就是這個山坡的剝蝕基準面，這種剝蝕基準面可以有幾個。在山地中，山坡的破壞可以達到該山系最高的山頂的剝蝕面。因爲彭克的地貌分析是追逑純地質目標的，因此許多有關地貌的問題，就被放在次要位置了。

在蘇聯研究地貌學的規模是很大的，並且是以新的方法來發展地貌學的。國民經濟的發展要求精密地研究各個地區，這樣我們才能詳細地描繪蘇聯境內各個廣大地區的地形而作出地貌圖。在無數著作中

突出的是格里高里也夫（А.А.Григорьев）關於雅庫蒂亞地方的研究，包爾佐夫（А.А.Борзов）關於莫斯科省的研究，雅科甫列夫（С.А.Яковлев）、馬爾科夫（К.К.Марков）及索科洛夫（Н.Н.Соколов）關於列寧格勒省的研究，瓦爾桑諾菲耶娃（В.А.Варсанофьева）和聶烏斯特魯耶夫（С.С.Неуструев）關於烏拉爾的研究，以及很多學者對於中亞細亞沙漠的研究等。

蘇聯境內的廣泛的地貌研究使地貌圖的繪製與蘇聯的地貌分區成爲可能；這樣的地貌圖見於"蘇聯世界大地圖"中，也見於蘇聯的自然地理著作中。蘇聯的地貌學者還供給一般地貌學的基本指導。其中特別有價值的是舒金（Н.С.Щукин）所著的"陸地形態學原理"一書，這本書中搜集了關於所有地球表面的有價值的實際資料。另外，愛傑爾施捷因（Я.С.Эдельштейн）所著的"地貌學原理"雖然不是沒有缺點，但對地貌學也有重要貢獻。

蘇聯地貌學者在地貌學理論基礎上所得的成就是偉大的。米蘭諾夫斯基（Е.В.Милановский）研究了有關地質學研究法在地貌學上的作用與任務的問題。愛傑爾施捷因製定了野外地貌研究中進行地貌觀察的指南。格拉西莫夫（И.П.Герасимов）、加甫里諾夫（Е.А.Гаврилов（、黎霍特（Г.Д.Рихтер)等曾經研究了地貌製圖學的問題。

格拉西莫夫闡明了因地球的外力和內力的相互關係而發生的地表外形的發展與變化過程，他確定了一些肯定這種過程的公式；舒金研究了地表外形的分類，在他的分類中，地表起伏的主要型類包括了一系列有規律的、成因上相互有關係的現象。

捷賈耶夫（М.М.Тетяев）對於地質構造的研究使得地貌學的理論基礎顯著地更深入及更擴展，他指出了地殼運動的歷史發展過程中地形發展的一般方向及這些具有外力破壞（剝蝕）地表作用的運動的相互關係。最後邦達楚克（В.Г.Бондарчук）研究了構造地貌學的分析法，並且確定了地殼形態的發展過程與構造過程的統一。他用比較山麓剝蝕面與平原地貌水平面的方法建立了解決現代地貌學的基本問題——確定地形的年代——的方法。

地貌學的實用價值以及在這個基礎上發展的地貌學的研究使地貌學的意義與任務的基礎更加擴大，完成任務的方法更爲正確。作爲研究地球表面的科學，地貌學只有在下列的情況可能發展，即是地貌的研究不與岩體脫離，因爲岩體造成這些外形，並且外形是這些岩體所組成。所以地貌學的任務、方法與其更進一步發展的途徑是需要更加精確地規定的。

地球的表面乃是內力和外力相互作用的統一結果。各種各樣的內力造成了各種各樣的地殼構造，構造表現在地形上並直接反映了地殼運動。從地貌學的觀點看來，所有的各式各樣的地質構造可以分爲兩種極重要的類型：褶皺型及平層型。在陸地地形上，它們主要表現爲起伏不平，形成山和低地。山和低地的性質特徵（高度、坡的陡峻度、走向、面積與其他不平處的關係等）決定於岩層破壞的特徵。地貌學的基本任務之一，就是研究內力作用所造成的地殼的不平性。

反過來說，地貌學的分析使我們能夠追溯地殼變動的過程（地質構造的發展），因爲按照捷賈耶夫的說法，認爲地形本身“無論是大陸的地形，抑或是海洋盆地的地形，凸凹的基本形態的發展都是地殼上下運動過程的具體表現”。捷賈耶夫認爲陸地的主要起伏——山系——的形成“就是地表一個地段普遍上升，使其水系的侵蝕基準面降低，這就使水流伸入河谷加深。並分出分水嶺的上升山塊，分水嶺按加深作用程度而具有愈來愈鮮明的外形。在這樣普遍的上升中，我們可以斷定引起階地構造現象的運動變化是比較小的”。地殼上升的不同的高度、久暫和速度決定了各個山地地形的具體特點。研究造山運動的過程，乃是地質學的任務。地貌學的任務在於研究構造地形演化質與量的特徵的發展次第。在這方面地貌學與地質學是不同的。

地貌成因的另外一方面——地殼表面的形成——是在外力作用下進行的。地球表面作用的性質特徵，在不同的氣候區裏的變化與發展也是各各不同的。因爲這個緣故，在各個地區中水、冰或風分別起着主要的作用，它們的地質作用沿着重力作用的方向進行。地表上各種

外力作用結果的總和，就名爲剝蝕作用（ денудачия ），它的含義包括岩石的破壞及這些破壞產物自高處被搬運到低處，在低處積聚起來。這樣，剝蝕作用就平衡着起伏地形構造，切削高處，充填低處，由於礦物質的不斷位移就造成了新的地形。研究地表物質位移的動力，一個地層到另一個地層的轉變以及它們的性質特徵的變化乃是地質學的任務，一部分是自然地理學的任務。地貌學的任務在於說明地形的生成，也就是說，在於說明什麼力量造成了現在的地形，以及它們的面積、外形、分佈情況等。

地貌學所研究的是物質外形，而不是大地測量學所研究的、表現在地形圖上的數學地表。這些圖或多或少是近似一個地段的地球表面的數學反映，而地貌圖表示了地殼表面的構造、地形年代與空間地位。這就是現代地貌學的第二個任務，並以此與地理學區別。

現代的不同的起伏地面的綜合乃是地形長期發展的結果，地形由於礦物質的永恒運動與老的起伏地面的死亡及新的起伏地面的產生而發生變化。因此，地形的發展過程即是地殼發展外形之一。地貌學的任務就是研究這個過程及其强度、變化與發展的規律。

地表的起伏面也因年代而異。平原地形的年代由構成平原面地層的年代而決定。同時代岩層分佈的高差決定於構造運動的大小、方向與年代。在所有情況中，由各種不同時代的鬆軟覆蓋層組成的古老的起伏地面中，當以具有最大絕對高度的爲最古老。

在平原裏，覆蓋地層的層位可以由地形來決定。在由不同時代的地層所構成的不同高度的平原中，比較高的平原就是比較古老的地面或是比較古老的地貌水平面。地貌水平面在平地上可能有幾個，它們之間的高差與地表各地段的上升（或下降）的程度是相符合的。

在山地中，高地的時代與順序，也就是上升的順序是可以按岩石產狀與地形而確定。用地層柱狀剖面分析法可以決定地層的間斷與不整合，並證明不整合地層間地形的變化。這就決定了上升或下降的時代。山地地形的上升的順序和大小常常可以在所謂山前階梯（предгорный ступень ）中追溯到。這就是山在不同高度上，因剝蝕而變得平

坦的地區。山前階梯可以在不同時代的地層上發育。比較老的地層時常是那些位於較高的水平面上的階地。

山和平原的地形的發育是互相結合的。山前階梯的形成時間相當於山前平原的疏鬆物質的堆積時間。在地形的發展史上，比較高而古老的山前階梯，是與比較高而古老的平原的地貌水平面相適應的。在同一年代的山與平原的地形內，其高差與質量的差異是決定於地殼構造運動不同的幅度，爲了測量地殼構造運動，地貌學把平原及山前階梯的地貌水平面當作具體數値。在山區中找出平原的地貌水平面與山前階梯，並解釋研究它們的互相關係及其所有的特徵，乃是區域地貌學研究的主要任務之一。

地貌學在實際上很有用。人類的所有經濟活動，在各種範圍內都與地形相關聯。在所有構成自然景觀的要素中，地形是居於首位之一。在大自然中地形和其他自然景觀要素如氣候、土壤、植物、地表水與地下水等具有密切的關係。所有這些景觀要素都是自然界的生產力，它們都在不同的程度內被人類用來滿足經濟需要。

在地貌學得以實際應用的各個經濟部門中，最主要的有以下幾方面：

1.土壤改良與水利工程建設方面　乾旱區內建造灌溉運河與沼澤地區內建造土地改良網都要求詳細而深入的研究與地質構造有關的地形。只有用這種方法才能找出那些必需改善的、現存不良現象的原因。地表組成的知識使我們能够最合理地，並且以最少的人力、物力確定用來灌溉的水溝的方向。旨在增加生產的各種農業技術的措施也是決定於對地形特性的認識。

2.交通線與通訊線的修築　各種交通及通訊路線的設計及下一步的建築工程，要求對於行將開闢道路的地區的地形具有具體的概念。爲此，必須認清該地區的地表的特點及繪出詳確的地貌圖。知道地形能使我們正確地選擇意欲計劃的的交通通訊路線的方向。

3.城市、村鎮和大企業的設計　設計新的都市、大小村鎮和企業，調整現有的居民點，都只有具備詳細的地貌圖才能進行，這些圖能够反映地表的組織，劃分各個組成地形，解釋地形的成因、特徵與外形的空間位置。市政方針，工業及經濟企業，居民區和其他建設的位置，都是依據地貌學來決定的。大居民點與工業區的給水系統的地形研究具有極大的意義。

4.土壤、植物、地形、地質測量及其他測量與水文地質的勘査　要解決研究國家土地中許多問題與掌握經濟資源，在很多情况下祇有詳細研究地形才能做到。在研究土壤地理、植物被覆、建立河系、地下水的分區、農業的分區等時，地貌學具有極大的意義。因此，有很多高等學校的教學計劃中都包括了地貌學這個學科。

5.國防　地貌學在國防上起着極大的作用。在很久以前，各個時代和各個民族的統帥，就是依照地形來行軍作戰的。當代的軍事科學對地形也相當注意。在考慮如何完成軍事任務時，在决定戰術措施與戰略計劃時。大自然區和各個地區的各種地形條件，是都要被研究到的。

由上面的簡短的叙述中，我們可以知道：各種經濟建設都是需要研究地貌學的。只要我們談到利用土內的自然資源的時候，就必須具備有關地球表面的構造的知識。

一、地形的基本特徵

地球是太陽系中的行星之一。在太陽系中地球屬於比較小的星體。地球的大小用下列數值表示：赤道圓周約長40,000公里，地表面積約爲500,000,000平方公里。和太陽系中其他星體比較起來，地球是不大的，例如，土星的圓周爲117,000公里，木星的圓周爲144,000公里。但地球仍然是非常大的物質凝聚體。作爲宇宙中星體的地球處於不斷運動的狀態中。它的運動系統非常複雜。直到現在，這些運動在地質學上的意義尚不能全部瞭解。

在地球的運動系統中，一般是圍繞太陽而旋轉。它一方面循着軌道移動，另一方面不斷地圍繞着地軸運動。在地球圍繞着地軸旋轉時，在其表面上有相對不動的兩點——北極和南極。

地球圍繞着軸部的運動，決定了地球表面動力現象的全部複雜性。從地貌學的觀點看來，地球旋轉運動的最主要的結果就是它的外形與氣候。地球的外形是地球體（геоид），也就是說，它是爲這樣的表面所界限的星體，即在這個表面上的每一點都與重力的方向相垂直。地球的形體是一個近似橢圓形的旋轉着的固體星體，在兩極地方微爲扁平。地球長短軸的差決定於地球的扁度。在數字表現上兩極半徑與赤道半徑的差爲21,734公尺，扁度差與兩極半徑之比爲1:297。

地球的赤道區是鼓起的，這是地球繞軸運動的結果。地球的不規則的表面與理想的旋轉着的橢圓體表面有顯著的差異。在某些地方，其堅硬的外殼比理想的橢圓體表面稍高，有些地方則低得多。前者見於陸地；尤其是在亞歐大陸上陸中海山帶表現得最爲明顯。岩石圈最深的是海洋盆地。大多數的盆地也位於陸中海地帶。如果按照海洋平面計算，則這個高差爲 19,633 公尺（珠穆朗瑪峯高8840公尺＋菲律賓海淵深10,739公尺）。由此可見，地球表面高度差異最大的地方係在扁度大的地區（即赤道附近）。在這裡值得注意的是最高的山和最深的海都位於地球的陸中海區，及稍偏於該區的北半球中。

岩石圈的主要的不平度决定於陸地與海洋的分佈（圖 1）。高出於海平面上的陸地約佔地球表面總面積的29%，其餘的地球表面則位於海平面之下（圖 2）。

陸地的地形極不一樣，但是地球上的高度看來却有一定的規律：整個陸地大約有75%高出洋面不到 1000 公尺。陸地的平均高度約爲700公尺。根據這個數字可以知道：當整個大陸被厲害切割時，大陸上不同高度面積的百分比是以大陸表面百分比的單位計算的。譬如；



圖1. 陸半球

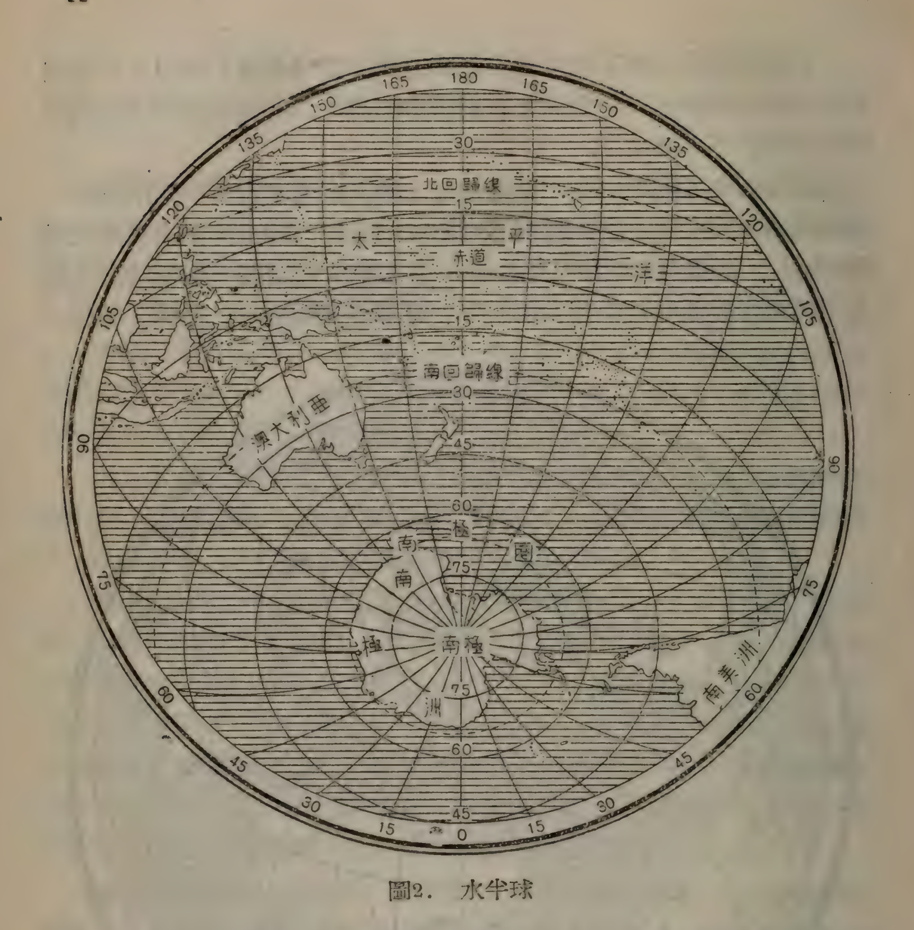


圖2. 水半球

在歐洲約有75%的地表高出洋面不到500公尺; 在非洲約有35%的地表的高度在 500——2500 公尺之間; 在亞洲有三分之一强的地表面高度在1000公尺以上。陸地在洋面上的平均高度如以下的數字所示:

澳洲的平均高度……………………………………	350公尺
歐洲的平均高度……………………………………	330公尺
南美的平均高度……………………………………	590公尺
北美的平均高度……………………………………	700公尺
非洲的平均高度……………………………………	650公尺

亞洲的平均高度……………………………………… 1010公尺

最大的高度集中在亞洲，這裏分佈着最高的山系。

岩石圈地形中爲水所覆蓋部分的高差比陸地的爲小，但是在這裏的起伏仍是很大的。海洋的平均深度在3500公尺以上，其全面積的70%具有3000—6000公尺的深度。大陸與海洋的高度的百分比可以用測高曲線來表示（圖 4）。

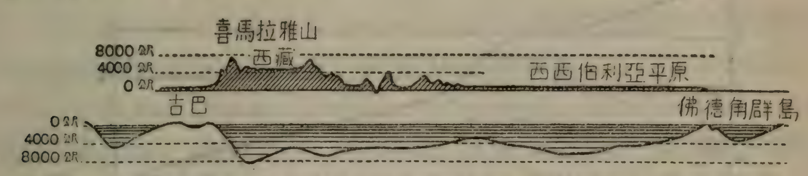


圖3. 亞洲（沿東經87度線）和大西洋（沿赤道〔校者註：圖中古巴及佛德角羣島在赤道以北近北回歸線，並不沿赤道〕）的對比剖面

如果所有岩石圈表面變得平坦，則所有地球表面就要爲深度在2300公尺左右的海洋所覆沒。2300公尺的等深線大約相當於這樣的平面，即高出這個平面的陸地的重量相當於洋水的重量。

洋面下的均衡面的位置决定了海岸線的極大的變動性：即使它的垂直位置（因上升或下降而生的）發生的變化不大，也會使它的外形有極大的改變。

海洋深度的分佈情況是有規律的。在靠近大陸的地方深度逐漸增加到300—500公尺，這是大陸棚或名爲大陸台的地區。再遠一些的地方，海洋深度就增加到2500—3000公尺，形成了大陸坡。更遠的地方具有極大的深度，這一部分佔有廣大的面積。

大陸台在歐亞大陸和北美的北岸佔有廣大的面積。在澳洲和印度之間有寬廣的澳洲的大陸棚，爲成帶狀的許多島嶼所圍繞。海洋的最大深度距海岸不遠其旁即爲具有大陸高地的陸地表面的坡脚（圖5）。這種現象叫作地形的不對稱（дисимметрия рельефа），它只發生在地球的赤道鼓起地區。不對稱不僅表現於海底的地形內，並且也表現在大陸內。例如天山與吐魯番窪地，喜馬拉雅山與恒河河谷就是這樣的例子。不對稱地形相當於岩石圈變動得最劇烈的地區，變動表現爲

時常發生地震與火山現象。

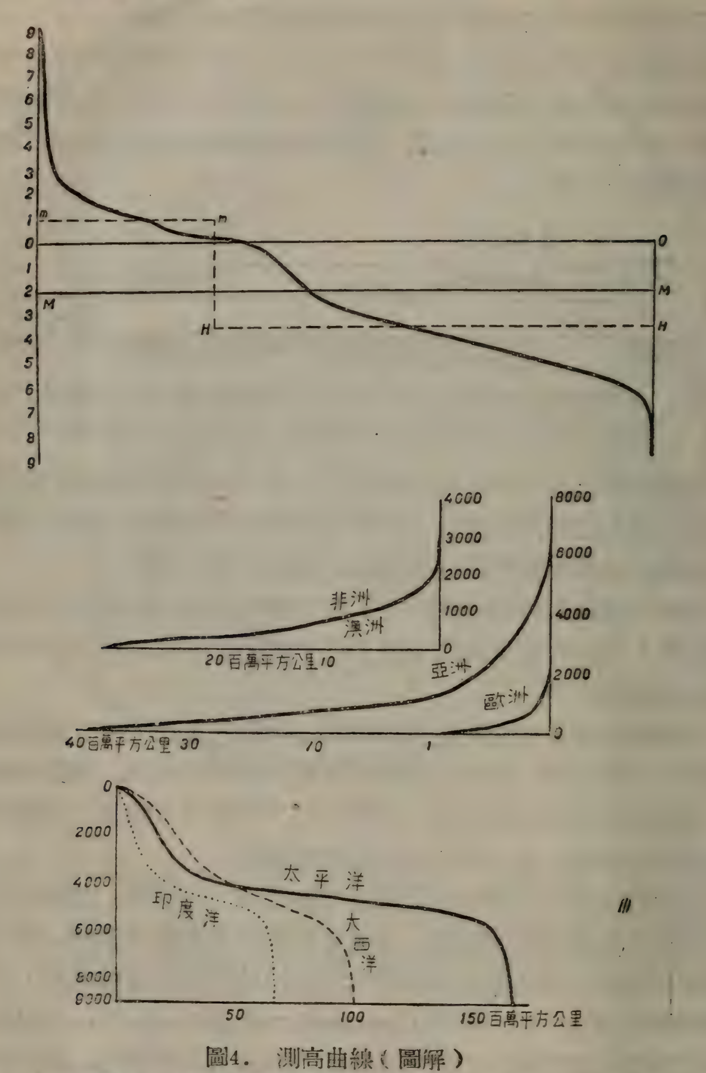


圖4. 測高曲線（圖解）

I——表現地殼上的大陸高度與海洋深度相對發展的曲線。OO——洋面；mm——陸地的平均高度；MM——海的平均深度；HH——整個地殼的平均的地表面。II——各大陸的測高曲線；III——海洋的等深曲線

屬於地球自轉運動結果的地球外形的特點，由地殼上物質的分佈確定。赤道地區地球體的鼓起說明集中在鼓起地區的物質的移動，也就證明了地球外形的變動性。很顯然，這就可以解釋岩石圈劃分成半徑差值那樣大小。地球表面起伏的範圍是不超過它的壓縮限度的。所以地球體的主要起伏面——大陸的高地與海洋的窪地乃是原生的（первичные）或者說是宇宙（космические）的形態。

岩石圈表面的主要不平面——海洋盆地與大陸表面——是由成因不同的地面構成的。其中有一種是因地殼的構造力（內力）而生成，形成了大陸的山系和寬廣的平原。另外一種不平是因外力（水、氷、風等）而生成，它的特點爲規模不大，並且是在因大的地殼變動構造而生成的不平面的基礎之上發生的。這就是外力加給（наложенные），或是次生地形。

不平面可以分爲以下幾類：

第一類——大陸高地，海洋盆地………宇宙形態。

第二類——山系，低地……地質構造形態。

第三類——分水嶺的高地，山谷……外力加給形態。

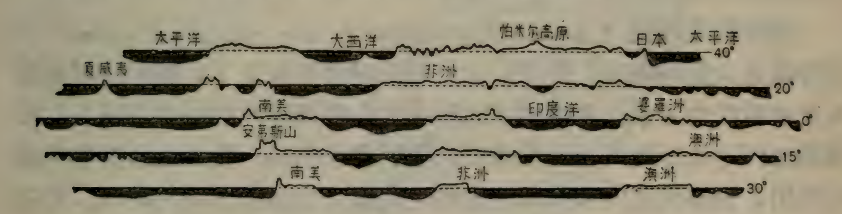


圖5. 地球上地貌的不對稱高山地帶附近的巨大深度位置的不對稱性

前兩類不平面是因地殼表面地區物質移動的結果，這是構造起伏面（структурные неровности），第三類起伏面是物質在地表力量的影響之下沿着重力作用方向而移動的結果：在成因與年代方面，它的特徵表現在地形極不相同。從地貌學的意義來說，起伏面可以分爲大型地形（макроформы）（地球表面的大地區）、中型地形（мезоформы）（較小的地形），及微型地形（микроформы）（常以十分之幾公尺

計算）三種。大、中、小型的地形形態的組合是與外力加給作用的形成有關的。

地球自轉的氣候結果 地球自轉運動的第二個結果就是光與熱在其地表的分佈。濕度的分佈在地貌學上也具有很大的意義。雨雪的降落數量完全爲因温度分佈情況與地球自轉運動而生的大氣運動而定。地球表面上的温度與雨雪降落量的組合，形成了氣候條件的一般特點，並且也决定了一定地帶的地形。

氣候的類型可以分爲三種：兩極冰雪氣候型，温和潮濕氣候型以及乾燥氣候型。

兩極冰雪氣候(снежный полярный или нивальный климат)的特徵爲温度低而降水（大多爲雪）的數量多。全年降雪量超過温暖季節中的溶雪量，這就形成了終年積雪的現象，每年未融化的積雪就形成了冰。極地氣候的特徵就是終年冰凍。在地理上具有極地氣候的地區限於兩極及高山地區。在極地氣候區內地形的外力加給地形的發育是進行得很劇烈的。最主要的地貌成因因素就是終年冰凍，冰凍的風化作用和冰川作用。

温和潮濕氣候（влажный умеренный или гумидный климат）的特徵爲大量的降雨（降雨量大於地表面的蒸發量）。降落的雨水滲入土壤中成地下水。多餘的雨水形成大小的河流流動於地表面上。在潮濕地區中地形的外力加給地形的發展非常劇烈。後者是爲强烈的風化作用、暫時河流與永久河流作用及其他因素的作用所决定的。所以地形的特點是非常多變。

乾燥氣候（сухой или аридный климат）的特徵爲温度差很大及因降雨量少（降雨量遠較地表面蒸發量爲小）引起的常年乾燥。乾燥氣候是位於熱帶的晴雨計的最大限度的地區所特有的氣候。在乾燥氣候中主要的地貌因素就是機械風化作用。在地形的改變中，暫時河流與風也起了很大的作用。

地球上氣候的區域分佈，地貌的地區劃分在地面上的地形發展中是具有極大意義的。



二、構造地形

總述 正常的層狀岩石是成水平狀或近乎水平狀分佈的。地殼上岩層不是水平狀分佈說明這裡過去曾因地球的內力作用而發生過岩層的擾亂。

地層的產狀通常反映於地形上。在地層未被擾亂的地方，地層是水平的，地表面通常也是平的。在這裡，內力表現得很微弱，主要只有緩慢的、上下方向的運動。 在這種情況下， 地形面常與層理面一致。

在水平層位構造的地區，地表動力並不劇烈。這是因爲高差不大與高度較小的緣故。在這裡起伏面屬於微型地形，少數是屬於中型地形。平原的特徵爲具有不大的動力的地形，也就是說，它由於冲刷與吹颺等作用而發生的變化的強度是不大的。從地質學的觀點來說，這就是堆積地區。

構造運動與剝蝕作用兩者的強度易變性在地貌上具有各種不同的表現。依照格拉西莫夫的說法， 基本的地形形成過程是因構造與剝蝕兩種因素相互作用的結果而產生的。在地形形成過程的不同的發展階段中， 這兩種因素的相互關係可能互不相同，一般地歸納起來， 它們可能分爲五種主要形式或類型。

第一個階段中，上述兩種因素的相互關係是這樣: 在這相互關係裡，構造運動表現爲主要是正的，也就是說，主要是上升的， 徐緩而幅度不大的運動。在這樣的構造運動的基礎上，剝蝕作用能自由地和劇烈地發展。這個階段可以用 T<Д 這個公式來表示，它的意思是說，在地形的形成中， 剝蝕作用的因素(Д)是超過了構造力(T)的作用。

我們可以把這個階段叫做準平原化的階段，也就是繼續冲刷、削減，並且形成最大限度的均夷平原(準平原)的階段。必須提到的是， 我們不應當認爲: 在這種地形類型的形成中(構造的)陸塊是不動的; 它可能上升， 不過相當慢，所以劇烈的剝蝕破壞作用超過了上升運動。 這個階段在地貌上的表現就是各種不同的平原: 丘陵狀，壠狀，波浪狀， 它們一般的特徵只是它們都爲剝蝕作用所均夷，所以這些平原也可以叫做剝蝕平原。

一般的地形形成過程的第二個發展階段的特徵爲構造與剝蝕兩種因素的另外一種相互關係。這裡構造因素和過去一樣仍是正的運動，不過這些運動的劇烈性却大得多，但是這個上升的加速（及幅度的加大）爲剝蝕作用所抵消，地形的發育就是在這兩種因素或多或少均等的動力相互關係中進行的。

這種關係可以這樣表示：+T-Д。必須着重指出，這兩種因素是不固定的（易動的），不過總的來說它們的作用多少還是均等的。這個地形發育階段我們可以稱之爲造高原階段（платогения），也就是說，構成高原或高的平原的階段。可以說，這個階段的具體的、自然的外形就是那些高的、被割切的地區，後者我們命名爲高原或割切的高平地。

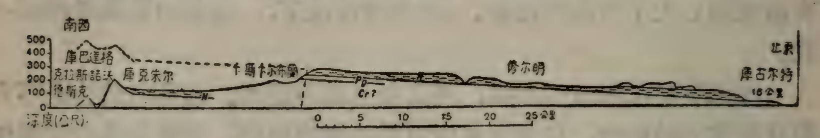


圖6. 原生平原的地形和構造（摘自安得盧索夫所著書）從克拉斯諾沃德斯克山到庫古爾特山之間的克拉斯諾沃德斯克高原的剖面沉積層：N——新第三紀；Pg——老第三紀；Cr——白堊紀

第三個階段的特徵爲正的構造因素較剝蝕因素表現得更劇烈。這個階段可以叫做造山階段（орогения），也就是說造山的階段，它可以用這樣的公式來表示：+T>Д。

最後的兩個階段的特徵是構造力與剝蝕力的相互關係完全不同。在其發育過程中，構造運動主要具有負的特性，也就是說，它們表現爲具有不同幅度與不同速度的沉降。

按上所說第四個階段可以用-T=A這個公式來表示，此處-T表示負的運動的可能性，而A則表示與其均等的堆積作用，這個公式非常正確的說明了陸地的沉降是緩慢的，因爲構造運動是徐緩而幅度不大，所以大陸的沉降地通常完全爲厚度不大的沉積物堆積所補償。這個階段可以稱爲造平原階段（пленогения），在這個階段中形成了所謂典型的或規則的堆積平原。

第五個階段具有以-T>A這個公式來表示的因素對比關係。這個公式表示了活躍的負的構造運動（沉降），它使得鬆軟的冲積物的堆積作用加強。這個階段也是構成平原的階段，不過爲了與第四個階段中所構成的平原（典型或規則的）相區別，在這個階段中所構成的平原可以叫做沉降的平原或沉降平原（диоплен）。

平原的地面可以具有大小不同的面積，並且可以在不同的條件下形成。地球上的大平原祇發生於剝蝕總基準面——大洋平面——的範圍內。在這裡，搬運來的礦物物質最後固定下來。由於大陸沿岸區域的上升，海的界線就向後退却，同時乾涸的海底就形成了寬廣的平原。祇有當海岸線的運動方向變化的時候，沿岸平原的擴展才停止。

海濱平原或海岸平原通稱構造平原，它們的地質構造主要是屬於海洋沉積。構造平原的年齡依照構成它們的地層的年齡而定。在這些地層的沉積終止之後，構造平原就成爲地貌學上的現象。所以，平原（其水平層狀構造的地層）的地質的發展與地貌的形成中間的界線就是在其升出海平面的時候，也就是直接受剝蝕作用影響的過渡時候。

除了構造平原以外，還有次生平原或堆積平原。它們在那些進行着物質沉積作用並構成水平的地層的地方形成。上述的物質沉積作用進行於河流或冰川搬運物的堆積地區，暫時水流或風力搬運物的錐形堆積區。

沉積平原依照其成因特點分爲：（1）河流（冲積）平原及湖沼平原；（2）冰川平原；（3）洪積平原；（4）風成的堆積平原。因山區地形剝蝕而產生的雕刻平原（скульптурная равнина）（準平原）的成因與此完全不同。

1. 構造平原

在地球表面上構造平原佔有特殊的地位；它們所佔有的地域比山地還要寬廣。構造平原是界於海平面的絕對平面與山岳地區之間的過渡階段。它們的例子有西西伯利亞低地與中國東部平原等。

上述平原在地貌學上的特徵，除了構造以外，並且決定於它們在海平面以上的高度。平原平面的割切（расчленение）程度是由絕對高度而決定的。

平原依照其海平面以上的高度可以分爲如下幾個階段：

（1）凹地（其表面在海平面之下）；

（2）低地平原（絕對高度在200公尺以下）；

（3）高地平原——高原（絕對高度在200—600公尺之間）；

（4）台地，山地（絕對高度在600公尺以上）；

上列數字說明平原超出海平面的程度，同時亦確定了在平原上由於割切結果而發生的割切地形的可能限度。

低地平原的例子有西西伯利亞、中國東部及圖蘭等地。

高地平原（高原）的地形較低地平原更富於高低的變化。在這裡，表現得極顯著的雕刻地形構成了地貌主要的特徵。高原的例子有俄羅斯中部高原，烏斯特烏爾特，中法蘭西地塊等。

最後，台地的特徵爲異常顯著的超出海平面之上。通常在表面上或多或少保存着平原的特徵。在台地的四周圍繞着割切得很强烈的地形。在山地裡，台地位於羣山之中。像這樣的台地的例子有東帕米爾、西藏、伊朗台地，北美台地。在大陸地台上，山地的地形是因台地周圍被割切而生成。在這樣情況下剝蝕山就很發育。類此的例子有阿比西尼亞台地、非洲的龍山山地及中西伯利亞台地等。

按照構造平原的地貌特徵，它們可以分成兩類：（1）傾斜平原；（2）凹狀平原。

屬於上列第一類的是海岸平原，它們或多或少明顯地表現着朝向海洋的傾斜。其傾度不超過幾度並與淺海海底的自然坡度一致。類此的例子有黑海沿岸平原，密士失比平原，德意志波蘭低地等。

第二類——凹狀平原——的特徵爲中部低而周圍高；照例，此類平原大都沒有入海的河流。它們最顯著的例子是中亞的圖蘭低地，非洲的乍得湖平原及澳洲的埃爾湖平原。

上面所說的構造平原的分類祇能反映出它們的外部特徵，而未考慮到它們的成因。根據構造平原的發展的特點，它們可以分爲大陸邊緣平原與內陸平原兩種。

屬於大陸邊緣平原的是那些被海洋冲刷的平原區域，它們好像是從海底地形到陸地地形的過渡階段。陸地上大部分的低地平原都屬於此類。

內陸平原係構造凹地，在地形上是各種成因的冲積物所塡充的盆地。在凹狀平原地最低處常有湖泊分佈。在這些平原內的所有河流都

流向最低的中心區而注入湖泊中。如果在這些平原裡有流向海洋的河流，那麼這些河流一定是次生的，常是經過構造形成的谷地流出的。屬於內陸平原的有西藏台地，巴爾哈什凹地，圖蘭低地，非洲的乍得湖平原及澳洲的埃爾湖平原。

在這裡需要指出的，就是內陸平原在較遠的地質年代中可能是大

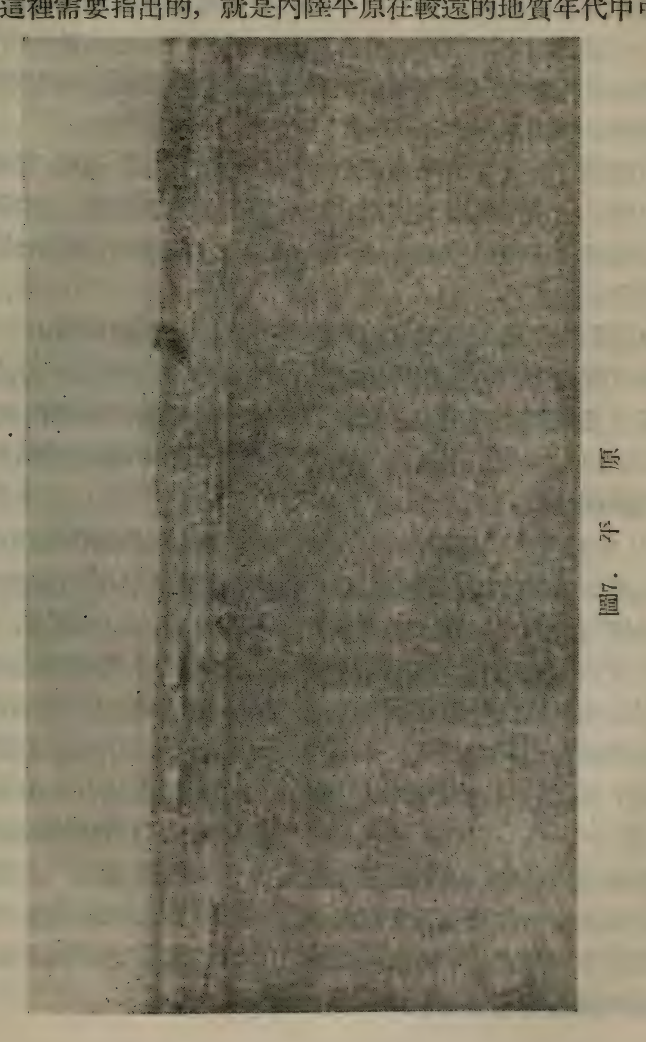


圖7. 平原

陸邊緣平原，不過說明這個問題應屬古地理學的工作範圍，因爲這些內陸平原的地貌上原生"海"的特徵已完全消失。

在構造平原範圍內可能具有改變原生地形特點的次生平原。高的構造平原通常具有非常劇烈的剝蝕地形。平原地形的複雜化過程從它們的垂直升降運動開始。在平原一部分的升降運動比較緩慢的時候，其他部分可能發生比較激烈的升降運動。結果這個地方就會向着運動緩慢的方向發生單方向的傾斜。由於這種運動構成地殼的岩層就會形成單向的傾斜或者單斜。

單向傾斜可能發生於平原，也可能發生於山地。通常它們發生於山麓，它們是從水平地層到褶皺或斷層構造的過渡階段。在褶皺構造的兩翼地區及構造長垣（тектонический вал）的坳曲地岩層時常具有傾斜的傾向。

在地貌學上傾斜的地層常能形成具有表面傾斜的單面山（куэст）。單面山的坡面的峻峭程度依照構成它的地層的傾斜角而定。它的外側（按坡面）是相對地較平坦，逐漸與周圍地段結合，而其內側（與其傾斜相反的地方）則常爲斷崖，其高度由構成其地層的厚度決定：地層越厚則斷崖越高。

另外，單面山內側斷崖的形成也由於岩層的傾向所決定。在形成單面山的岩系如果坡度較緩，那麼它卽使有極厚的岩層也不會形成斷崖。如岩系的傾角加大，單面山的內側就會形成非常明顯的斷崖，有時候甚致於形成了高達數百公尺的懸崖絕壁。使構成岩系的堅硬地層裸露出來的剝蝕作用對於單面山的形成也有極大的意義。依照面積的大小和地形特徵單面山可以形成：（1）傾斜平面；（2）單面山地形。

傾斜平原這是向岩層傾向方向伸延，在表面上具有不顯著的傾斜的、寬廣的平原。它們在構造凹地的邊緣或大向斜的坳曲地頗爲發育。這類構造地形的顯著的例子是巴黎盆地和濱黑海低地。烏克蘭的濱黑海低地是由一些新第三紀的地層構成的。這個地層的尖端在北方和亞速夫波多爾結晶岩脈相接，在南方以不大的傾角傾向黑海。沿黑海低地的地面依着地層的傾向向黑海方面低落。

在中亞細亞有極明顯的傾斜平原例子，其中最顯著的是卡拉庫姆具有傾斜的地面。從這個沙漠的地形構造來說可分兩個部分；它的北部形成了卡拉庫姆高原或後翁固茲，卡拉庫姆、後翁固茲具有向北稍傾斜的地面，割切地形較弱。在這裡可以看到很多南北向伸展的、無河床的河谷（безрусловые долины）。界於其間的分水嶺具有殘山（останец）的特徵。殘山當地稱爲"尖形殘丘"（кыры），也是自南向北伸展的。低落的卡拉庫姆形成了具有同樣輕微坡度，向北傾斜的第二部分。卡拉庫姆的地形的特徵是因爲它在翁固茲高原的山麓具有褶曲坳坡（флексурные перегиб），後者在這裡形成了斷崖。低落的卡拉庫姆的北部是向下沉降的。

最後，我們在論述傾斜平原的時候，還要提到寬而高的土庫曼平原——巴德希茲和卡拉比爾。在這兩個地方的地面的傾斜是由於老第三紀所謂卡拉比爾地層（Карабильская толща）向北方傾斜所決定的。

更明顯的構造傾斜平原的例子要算烏斯特烏爾特高原。這個高原的地形由薩爾馬特地層（сарматский слой）略向東傾而決定。傾斜本身由烏斯特烏爾特的東西兩部不均勻的垂直錯動而決定。在其東部，也就是濱鹹海地區，它沿着東部階地線而低落。低落向東伸延直至濱鹹海低地的邊界地方，後者是亞洲中部巨大低落地帶之一。

單面山地形　山麓的單斜構造地形或單面山的特點，它佔有的面積相對地說是不大的，從地理學上來說，單面山只發生於褶皺山地的山麓地區。它們存在於褶曲頂部已經損毀的背斜地層的兩翼。

單面山形成於成分不同的岩層發生褶皺的時候。在皺褶的破壞作用中，堅固的岩層形成了保護蓋（броня）覆蓋於較不堅固的岩層之上，就好像自己的覆蓋物被奪去一樣，形成了傾斜的地面，它的峻峭程度是由地層的傾斜度而定（圖 8）。

地層面和它的地形意義上的地面在這種情況下是一致的。單面山的損毀常是自地層的尖頂開始，也就是自其褶皺軸開始。因此，在褶皺的兩翼能够暴露出整個系列的、互相靠近的堅固岩層與不堅固岩層。結果就會發生由一些單面山組成的單面山地形；構成這種地形的單面



圖8. 單面山景觀

山數量與構成褶皺兩翼的堅固岩層數量相等。隨着剝蝕作用的進展，單面山的保護蓋逐漸損毀，它的斷崖就形成了"盾"（щит）——堅固岩層的三角形殘丘。盾的頂點時常沿着單面山的山坡而向上的。

單面山由於在傾斜地表上流動的河水的侵蝕作用而發育。兩側的小河在堅固岩層中安置下它們的河谷。它們的水流在相對的兩方面逐

漸地開鑿堅固岩層，它們的上流日益接近。在諸河上流之間發生了單面山的"橋"（мост），後者在河谷進一步發育的時候就被破壞（圖9）。



圖9. 單面山之"橋"的形成與破壞圖

單面山地形在山麓地區分佈甚廣。像這種構造剝蝕型的地形可以高加索山脈、克里米亞山脈、庫吉坦格套山脈及其他地方的單面山爲例。

高加索山脈的單面山分佈於山的北坡。它們自捷列克河谷稍東起直達高加索山脈的西部邊緣。在格魯吉亞軍用公路上，單面山具有鱗狀地形並且是由中生代的泥灰岩構成的。它們非常陡，很高地超越於庫莫捷列克平原之上。如果從北面看這些單面山，在面對着峭陡的階梯的方向有桌面重疊的外形。岩層面很峻峭，沒有植物覆蓋，因而使它很明顯地矗立於主要山嶺的基底之上。更向西一些，在高加索山脈的北側，單面山的數目增多，在這裡分成了三支岩脈，以12——15°的角度向北傾斜。

高加索單面山與大高加索山脈的軸部相毗連，在這方面它斷裂爲峻峭的墻狀階地，階地爲剝蝕作用所割切，成爲升到阿爾卑斯草原區一樣高的尖形山頂。單面山內側的頂部依其走向延展與所謂落基山脈（Скалистый хребет）滙合，而由上白堊紀的石灰岩與泥灰石所構成的第二個單面山脊自北面與落基山脈相毗連。第二個單面山的山頂的高度平均爲1200—1500公尺。它們爲濃密的樹林所覆蓋，以黑山之名著稱於世。

第三個北面的單面山因爲受河谷的強烈割切而被分成幾個覆蓋着森林的桌狀高地。在它的山麓山的破壞產物成扇形而伸展逐漸與北高加索平原滙合 。

克里米亞的單面山在地貌上表現得也很明顯。它們形成三支岩

脈，平行地自東北向西南伸展。

多瑙河上游德國西南區的施瓦比亞—佛蘭康尼亞階梯地也是構造地形單斜(單面山)脊的明顯例子。該地有兩座表現得很明顯的單面山伸延。到施瓦比亞單面山非常接近，它們自此向東北延展在佛蘭康尼亞地方分爲數支。自此更向北，向紹林吉亞森林方面伸展。此單面山的裡脊名爲施瓦比亞佛蘭康尼亞阿爾布（Шваб-ско-Франконский Альб），係由厚層的上侏羅紀地層所構成。在施瓦比亞佛蘭康尼亞阿爾布範圍內有很多殘丘與由剝蝕作用從整塊單面山脊刻切出來的“盾”。

中亞細亞的山麓地帶的單面山也表現得很明顯。在南塔吉克斯坦有由厚層侏羅紀石灰岩所構成的單面山。它們在巴巴達格、拜松套、庫吉坦格套等山上形成了保護蓋山坡。西部天山的山麓，也爲單面山所圍繞。

在北美洲尼加拉河流域及南美等地也有表現得很明顯的單斜構造地形存在（圖10）。

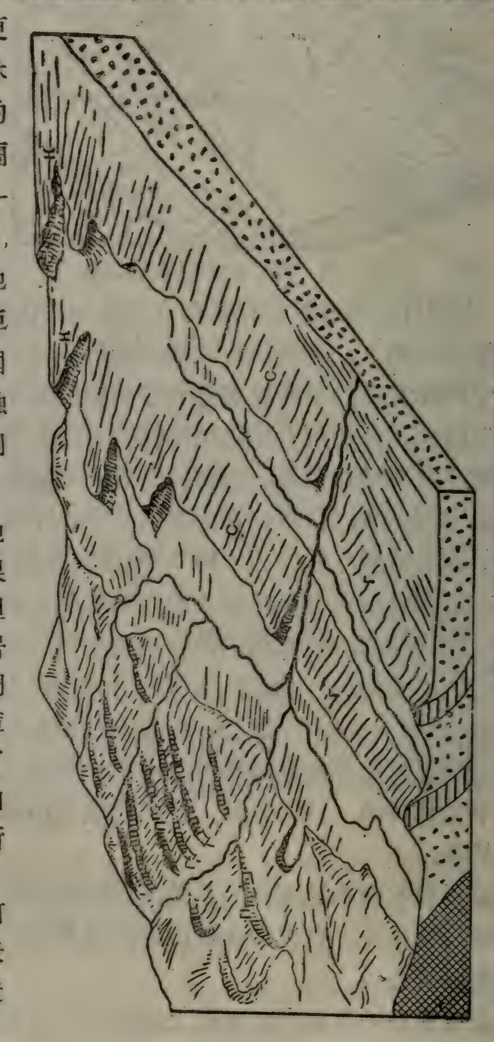


圖10. 單斜構造的地形發育圖
單面山(KK)轉變爲單斜山嶺(ГГ)與多層的階梯(CC)；ПП—高山蓋上被割切的地形

2. 斷層地區地形

斷層 岩層斷裂的構造常能很明顯地在地形上表現爲地貌上的階段。從地貌學上來說，在各種岩層斷裂的構造中最重要的就是斷層。

在地殼中，斷層發生於地層斷裂部分中具有垂直位移的地方。斷層運動沿着垂直的（或近乎垂直的）裂隙進行。斷層的裂隙叫做它的面，而位移的部分叫做它的翼。斷層有兩個翼——上升翼和下降翼。

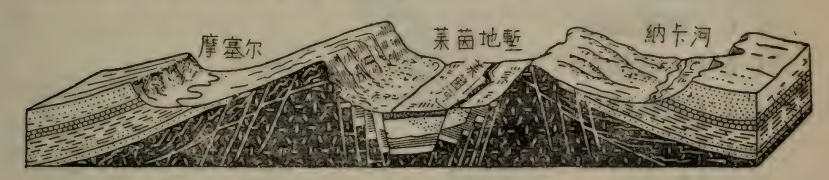


圖11. 階梯斷層的構造圖。萊茵地塹（按舒金）

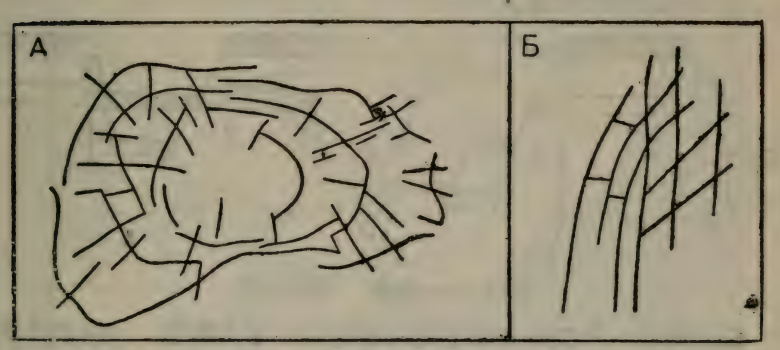


圖12. 斷層（按莫伊謝耶夫）
A—同心圓斷層； Б—互聯斷層

在地殼上，斷層是時常可以看到的。它們或者單獨存在，或者成羣分佈（絕大部分屬於後者）。斷層羣常呈階梯狀（圖11）。它們形成自然的行列，以多少不等的間隔，一個階段較另一個階段低落下去；但是有時候斷層羣是同心圓形，圍繞着低落地區分佈成封閉曲線（圖12）。

在羣狀分佈的斷層中，比較低的部分叫做地塹，其高的部分叫做地壘。地壘和地塹是表示地形由構造決定的最明顯的例子（圖13）。

斷層在地貌學上的意義是非常巨大的。在地球表面，因岩層斷裂而發生的地形佔有極顯著的地位。

斷層區域的地形可以表現在低平原、高原或山地內。所有斷層地區的一般特徵是具有凹地（大部分都充滿了水）和峻峭的階地，這些凹地和階地能很明顯地辨別出斷層地區。依照地貌學上的特徵，斷層地區可以分成以下幾個類型:

（1）斷層湖地;

（2）大陷落谷;

（3）高台地;

（4）噴發凹地;

（5）塊狀山;

（6）地面斷裂帶。

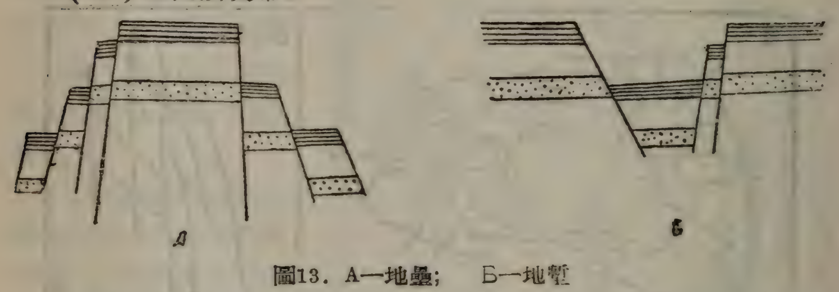


圖13. A—地壘; Б—地塹

斷層湖地 此類斷層地形見於地球最古老的構造——前寒武紀地盾中。

由於構造運動，在地盾的結晶岩層中發生了很多的斷裂和斷層。由於引起斷層的力易於變化及蒙受破壞作用的岩層成分不盡相同，斷層和斷裂的分佈並沒有一定規律。斷層最常見於與地盾平行的邊緣。其次最常見的斷裂方向就是與結晶地盾邊緣垂直的方向。由於這些複雜的斷裂網，大部分的結晶地盾斷裂爲大小不等、高低不同的地段。其下降部分（地塹）大部分都充滿了水而形成湖系。

斷層湖地最顯著的例子是科拉半島、卡累利阿·芬蘭和加拿大。在這裡拉多加湖、奧湼加湖及維格湖、歐格湖等都是大規模的斷層湖凹

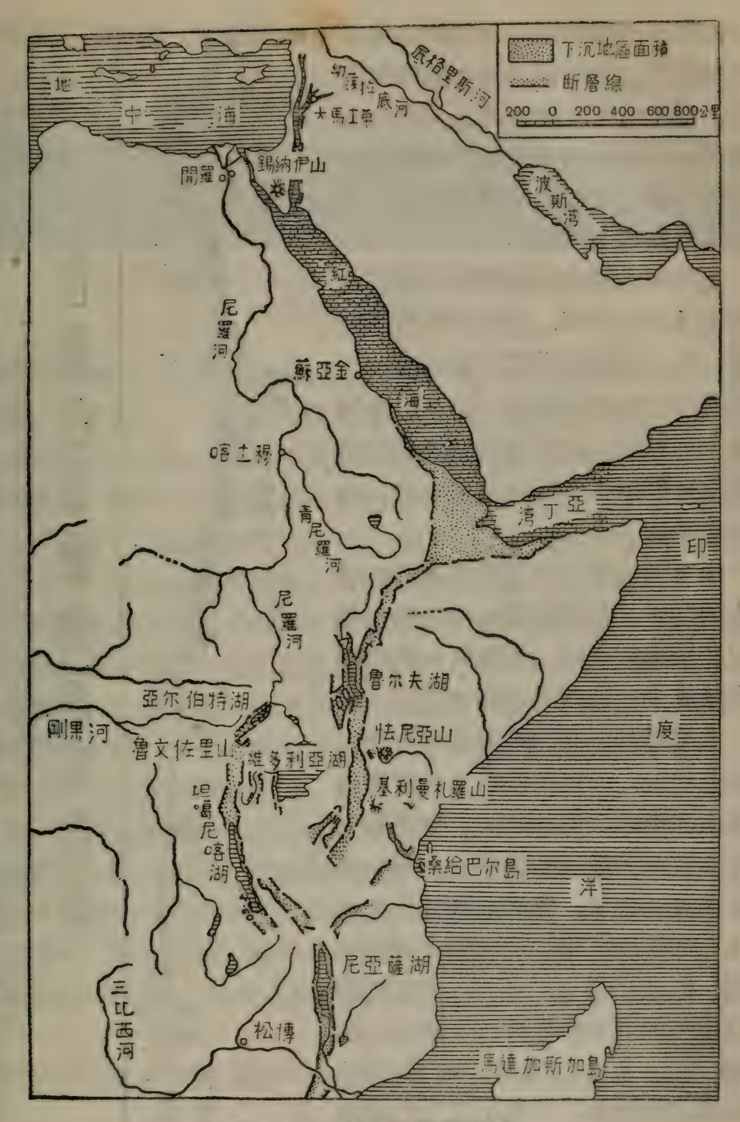


圖14. 巨大的非洲斷裂區域

地。由斷層形成的湖岸因剝蝕作用而劇烈地變化。通常湖岸線由斷層面所决定。這些地區的湖泊處於不同的發育階段。在湖泊凹地充滿冲積物的地方形成了面積較寬廣的湖泊平原。湖泊時常爲階地所圍繞。

北美洲大湖地區的加拿大地盾也有同樣的構造地形。這裡和科拉半島一樣，最大的湖泊灌滿了斷層凹地。西伯利亞地盾也有斷裂，而在勒拿河流域分佈尤廣。在其他前寒武紀以前的構造地層中也有斷層湖泊地形，但其面積不廣。

斷層湖地形的表現程度與氣候有極大的關係。其最顯著的構造形態見於溫和潮濕氣候區，那裡具有構成湖泊與構成湖泊地貌的有利條件。

大陷落谷　此類斷裂地形可以東非爲其代表。大陷落谷自三比西河口經過東非至地中海(圖14)。沿着斷裂線分佈着非洲最大的湖系。依照一些地質學者的意見，非洲的斷裂係因地殼上大的陸塊在張力的影響下而沉落所致。但維蘭特（Вейланд）認爲這是因爲谷地的兩側發生了逆斷層，所以斷裂部分上升得很高。正斷層位於斷層谷的坡面，係屬於次生的現象(圖15,16)。上面的假定恐怕是沒有甚麼根據的。在東非有很大地區下降，

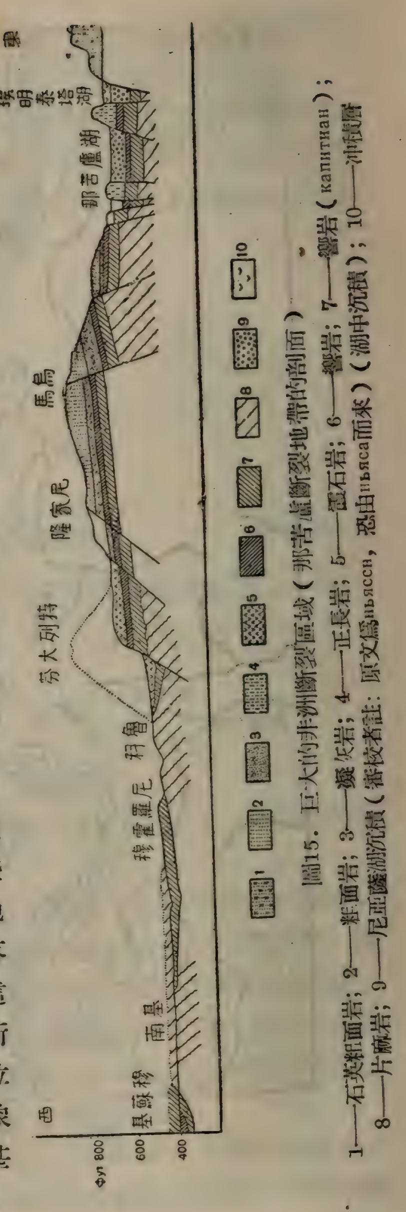


圖15. 巨大的非洲斷裂區域（那古盧斷裂地帶的剖面）

1——石英粗面岩；2——粗面岩；3——凝灰岩；4——正長岩；5——霞石岩；6——響岩；7——響岩（капитнан）；8——片麻岩；9——尼亞薩湖沉積（審校者註：原文爲ньяссн，恐由ньяса而來）（湖中沉積）；10——沖積層

在地貌學上表現爲大陷落谷。

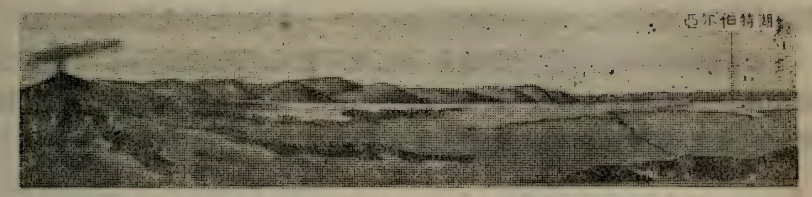


圖16• 亞爾伯特湖區的巨大非洲斷裂區域的景象（簡圖）
左邊爲那姆拉格爾火山

萊茵地塹也是屬於大陷落谷的構造類型。它位於佛日山和施瓦茲瓦爾特（黑森林山）的平的穹窿狀隆起地。隆起地的凸出部分以階地狀向地塹的軸部沉降，而發生沉降的裂隙爲噴出岩所塡滿。依照當代學者的意見，佛日山及黑森林山脈都是地壘，它們是不動的。在地塹內發生了沉降，這是伸張力的結果（圖17）。還有萊茵地塹係因側壓力作用而生，因爲這個原故佛日山和黑森林山脈是上升的。

在說到萊茵地塹及大非洲斷裂的時候，有一點需要注意的，就是在它們的發展中重力有着極大的影響，重力使地塹成爲正斷層。

高台地 此類斷層構造地形的特徵是像平階地（圖18）或像由斷層所圍繞的台地。台地特有的主要構造就是斷層和單斜的彎曲。在這些地區裡所有較大的錯動都有一些爲人所熟習的特點。其中最主要的就是單斜彎曲和斷層的相似性❶。因爲它們非常相似，所以我們可以說單斜彎曲已變爲斷層。從構造學觀點說來，它們中間的唯一的不同點是在發生最簡單的標準斷層的時候，斷裂是沿着一個平面發生的，而在單斜中，斷裂是位於兩個平面之間的。

斷層有時很大， 其垂直位移達 1000公尺， 伸延的距離達 500公里。

在某些山脈中同樣的斷層構造也很發育，例如加利福尼亞的賽拉

---

❶ 相似性——這是指在不同的類型中，重複着與自己地貌特徵相似的、平行的、一系列的形式的現象。

內華達山脈。 這個長約900公里的山地乃是鞍狀隆起。在它的斜面上階梯斷層系很發育，其位移幅度在1600——1700公尺之間(圖19)。

高台地斷層地形就是有很多與低地相毗連以階地爲界、具有許多高山地區的高峻的平頂。亞洲一些高山平原即屬於此類型，特別是帕米爾和天山西部的安格林高原。



圖17. 萊茵地塹的遠景（按穆施開托夫）

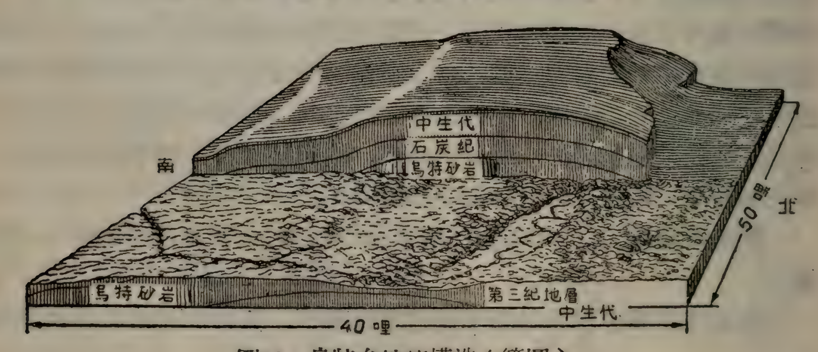


圖18. 烏特台地的構造（簡圖）

這是自飛機上俯瞰的景象，它說明了正斷層與隆起之間的關係。圖的前方爲現代剝蝕的地表面。後方爲在未發生侵蝕時地層的堆積層（在圖中，垂直與水平兩面的比例尺是一樣的）

安格林高原是一個寬廣的結晶岩塊，位於安格林河（塞爾達里亞河的支流）上游的查特喀勒山脈和庫爾拉明山脈之間。高原爲斷裂地所界限，其周圍爲深的峽谷所刻切。高原表面呈現具有開闊谷地的平原形狀。河流緩慢，形成具有平原特有外貌的河曲（меандры）。高原高達海平面上3500公尺，有複雜的斷裂系，大部分爲西北走向。很多河谷卽生於這些斷裂中。

噴發凹地　此類斷裂地形發生於火山噴火口周圍依照同心圓形狀分佈的斷層地區。

凡是有火山物質自深處帶到地表的地方就形成了低地。火山周圍地帶成階梯斷層系向火山中央沉降。斷層的走向和傾斜是極不規則的。所有大火山噴發地區大概都有噴發凹地地形。其中最典型的是美國亞利桑那州及南非的火山地帶。

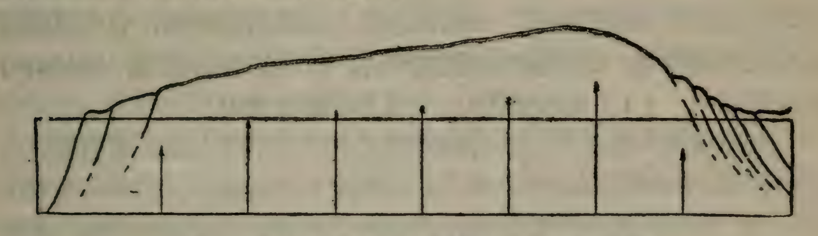


圖19. 賽拉內華達（加里福尼亞）的剖面圖
垂直的隆起爲正斷層邊緣所界限，垂直方面的比例尺約較水平方面大二倍

在非洲的格洛伯（Глоб）地區有複雜的斷層系。該地區係由自前寒武紀起到第四紀止的、各地質年代的沉積岩和火成岩所構成。在第三紀的噴發之後，這裡發生了劇烈的下沉，形成了很複雜的斷層系。林索姆（Pенçом）曾這樣論述斷層的成因，他說："格洛伯地區的斷層現象充分說明在一個地帶發生上升成下降的運動時，垂直方面的重力的影響大於平面的引力的影響"。

同樣的構造地形見於美洲科羅拉多州的聖周安地區。另外，在非洲有面積更大得多的噴發凹地。這裡，在大陸南部的特蘭斯瓦爾台地上有一片39500平方公里的布施維爾德的蘇長花崗岩系。火成岩層形

成了構造盆地並且具有朝向中央的傾向。盆地中部乃是下沉到30公里深的、古代的風化面。其表面爲火成岩所覆蓋。盆地自身係由正斷層所構成。

此外，亞洲也有噴發凹地。庫茲湼茨盆地爲其中的一個例子，該盆地爲幅度達數千公尺的斷層所界限。中部西伯利亞台地上的通古斯卡盆地大約也有此類構造。

地殼上噴發凹地之產生，可能是在這個時候——當岩漿噴發於火山區周圍時，噴發物質超出了火山原生岩漿的限度。這時就發生了噴發物質不足的現象，而地殼遂以階梯狀的斷層向下沉降形成噴發凹地。根據古代火山區地形的地貌分析在印度、哥倫比亞、格陵蘭、南高加索等地也發現此類構造。

塊狀山　塊狀山是當地殼斷裂部分上升到600公尺以上高度時產生的一種特殊的構造地形。依照構造及大地構造的特徵，它可以明顯地分成幾種類型。從地貌學的觀點來說，依照舒金的意見，塊狀山可以分爲兩類：（1）桌形塊狀山；（2）褶皺塊狀山。

桌形塊狀山發生於因斷層而斷裂成桌狀（平原）地。原生平原地面的各部分因斷層而發生位移，分成高度不同的地段。在每一塊狀山的界內，構成地層的岩層依照各岩塊的位置而或平或斜地分佈。這些岩石常位於錯斷的基岩之上。桌形塊狀山的地形是複雜的，在這裡，高低分佈是不規則的。因剝蝕作用的因素而發生的塊狀山地的割切與其構造一致。這在水文地理網的分佈上特別顯著，網中大部分河流都流經斷層谷。桌形塊狀山的例子有桌狀侏羅山脈（分佈於褶皺的侏羅山脈與黑森林山脈之間），黑森林山脈、佛日山脈和亞美尼亞高地的一部分。在桌形塊狀山範圍內常有構造凹地，這些凹地有時被湖所佔。

褶皺塊狀山的分佈地域遠較桌形塊狀山爲廣。此類構造地形的地史非常複雜。它的發展至少可以分爲兩個極長的階段。

第一個階段爲形成褶皺構造，同時，構成山地的岩層發生強烈的變化。在這個發育階段裏也發生岩層的斷裂，不過後者只具有地質學的意義而並未表現於地形上。以後，褶皺山地隨着無數峻峭的斷裂產

生，而受到强烈的垂直方向的錯動。各斷層間的位移距離極大。從這時起，在地貌學的範圍上褶皺的意義逐漸減少，而地形的基本特點改由斷層來決定。

在褶皺塊狀山中，大部分大的斷層面都是沿着古代褶皺地帶而分佈的。所以，產生的岩塊通常是沿着與原生構造走向相平行的方向伸展。也常遇到褶皺山爲斷層沿橫的或對角線方向割切。褶皺塊狀山的基本的地貌特徵就是它的極高的外貌及其周圍具有程度不同的、破壞的斷層面。在這些地區中的山谷大部分都具有構造成因。時常可以見到封閉窪地，有時候見到湖泊窪地。凹地的形狀和湖岸的分佈依照斷層裂隙的走向而定。

最顯著的褶皺塊狀山的例子要算天山、阿爾泰山及外貝加爾等。就中由幾個高度不同的山塊組成的阿爾泰山尤爲明顯。阿爾泰山的幾個山塊上升到極大的高度，終年積雪。可在山區的最高峯别路哈（Белуха）觀察到。此外屬於褶皺塊狀山的還有外貝加爾地區的寬廣的山地，貝加爾湖本身即爲一個充滿了水的地塹。

褶皺塊狀山在地貌學上的形態因其內部構造與構成每個山塊的岩層成分而變得很複雜。山塊位移的幅度具有極大的意義，因爲它對於山地剝蝕作用的發育起着主要的影響。這些外形也足以决定山地資源的開發，因爲山地是否容易開鑿，主要爲其構造所决定。

地面斷裂帶 地面斷裂帶在構成地表外形方面具有極大的意義。它們是由一些共同的原因而形成的，首先就是地球圍繞地軸的運動，這也就是地球外形發展的直接結果。由於地表物質向赤道中部地區集中的結果，地球表面部分引起張力，此現象因地球旋轉而加强。由於這種動力的結果就發生了斷裂，在地中區膨脹地帶發生的斷裂尤其多。因此後者可以稱爲地中斷裂帶。

地質學中著名的第二個斷裂帶具有南北走向，也就是說，它們的方位或多或少與地中斷裂帶成直角相交。這個地帶在地球向東轉動時因向西的旋轉運動而生（向西的旋轉運動是因物質惰性而發生地殼張力），轉動的方向朝西。這些動力的現象在地貌學上的表現就是地

形不對稱和發生斷裂不對稱。在這些過程中所發生的張力在歷史上多變化當無疑問，不過它們並未顯示出地理上的變動，雖然有很多地質學者同意這種歷史上的易變性是確實存在，並且地球物理學者也認爲這種張力是可能有的，祇不過實際上不感覺到而已。

地中斷裂帶是位於北半球的較爲膨脹的地帶，該地帶的特性就是其地表刻切的程度極大。此帶內有最高的山脈和最大的深谷。斷裂生於不對稱地形區域中。有時這些地形並不明顯而間以彎曲(Перегиб)，像印度和喜馬拉雅山的邊境就是這個樣子。成爲地殼構造主要特徵的地中區的最深的凹地地區可以很明顯地看到有地中南北向斷裂的存在。其中最主要的凹地爲：墨西哥灣，第勒尼安海，東部地中海，黑海，裏海，巴爾哈什湖，伊塞克湖，吐魯番窪地，日本海等。

這些斷裂地的共同特徵就是山系"圍繞"着凹地，也就說，凹地的外貌係依照圍繞它的山脈而定。這種現象可以在地中海和黑海附近的山地與亞洲中部山地中看到。在費爾干納、伊塞克、穆雲庫姆、巴爾哈什等地的地形中也可以看到山脈的分佈。這裏有很多凹地，山脈與凹地的相互關係表現得更爲明顯。凹地的輪廓依照主要沿東西方向伸展的斷層面而定。

在地史上說，這些凹地比它們周圍的山地古老一些。後者在自己形成時和已經形成的凹地構造特徵相適應。這些情況可以用太平洋沿岸的地形來說明，特別是靠近洋底平原的日本諸島。地中凹地帶處在不同的地質演化階級。其中有一類貯滿了水並和海洋相通，形成了海——如墨西哥灣、地中海和黑海。另外一類已與海洋失去聯系而成爲處在不同的衰老階段的湖泊，如裏海、伊塞克湖、巴爾哈什湖。此外，第三類凹地已經被冲積物塡滿而成爲山間平原，屬於這種平原類型的有匈牙利平原，多瑙河下游，濱裏海低地，穆雲庫姆平原，費爾干納谷地及西藏等。

這些凹地和周圍山地在地貌上及構造上有關聯性是毋庸置疑的，我們在做構造略圖的時候應該考慮到這個事實。地中斷裂帶目前正處在活躍發展的階段，它的地貌形態可以說是正當青年期。如大家所共





知，地中斷裂帶的發育動力表現於該地區發生地震的次數非常多和地震的力量很强烈（圖20）。經過分析地震在地理上的分佈情況，得到這樣的結論：就是地震的中心集中在表現得最明顯的不對稱地形裏，並且它們是處在四周爲斷層凹地所圍的地區。關於這一點可以從西西里島、希臘、喀爾巴阡山、克里米亞、克拉斯諾沃德斯克、安集延和日本等地地震的震中分佈情況看出來。

地中斷裂帶的第二個特徵是特別活躍的火山活動。這裏火山的位置在斷裂面上，順着斷裂面發生火山物質的上升。

依據上列各種已知的事實，我們可以得出一個結論：就是地球的地中區的各種構造和各種地貌外形都有直接關係，並且是依照物質運動而定的——依照地球上物質系統的旋轉運動而定。

肯定有近乎南北向（太平洋的）斷裂帶存在的因素，在上面已經提到。這裡和地中區一樣，不對稱地形也是位於不同構造的交界處。關於南北向斷裂帶的分佈規律現在瞭解得還不充分。現代近乎南北向的斷裂帶集中在印度洋和太平洋地區，在東非、南亞和南美等地，東非的大斷裂地極爲著名。在這個地區裏有東非大陷落谷（見上節）、紅海及死海。在非洲的斷層凹地裏最使人感到興趣的就是包括死海等在內的約但谷——阿喀巴灣凹地。

約但凹地長約 700 公里，寬爲24——32公里。它的底部在最深處沉降到地中海海面720 公尺以下。死海的水面位於大洋水面下396公尺。圍繞着死海的台地上升到距凹地底部 1605 公尺的高處。關於死海凹地的成因有兩種不同的看法。一部分學者的意見認爲：凹地是因兩岸的正斷層的構成而形成的；另外一部分學者則得出結論認爲：位於死海凹地兩邊的台地不是陷落，而是由於在深處突起而成逆斷層而形成的。

現代第二個南北向斷裂帶圍繞着太平洋沿岸地區。它表現得最明顯的地方就是沿着美洲西海岸以及日本及堪察加山系地帶。一般的說，這個地域的岩層傾向是向海洋深處方向的。我們應該把這個現象看做大陸塊朝向海洋方向的逆掩斷層。沿着逆掩斷層線可以看到斷裂系是沿着近乎南北方向伸展。它們可以在舊金山海灣、加里福尼亞的海岸山脈秘魯安達斯山脈及堪察加山地等處看到。

堪察加和日本諸島的不對稱地形可以說明該地域有逆掩斷層存在，也就是說，該地域在朝向太平洋的沉降海底移動着。現代的南北向斷裂帶的特徵和地中斷裂地一樣，也是生於火山活動及地震分佈的地區。無論是地中斷裂地或是現代的南北向斷裂帶的特點都是具有一般性質的特徵特別是大的動力的特徵。

同樣的斷裂地可以在烏拉爾構造系統和加里東構造系統斷裂地看到。在這方面，烏拉爾構造方面的斷裂地系統更爲明顯。從泥盆紀起，烏拉爾帶即是活躍的火山活動區。在烏拉爾山的山脈地形形成之後，它曾爲南北向的斷裂地所刻切。後者是伴隨着因自東方（西伯利亞地台）來的壓力而發生的位移而生成的。加里東構造系統的特徵是具有主要是南北走向的斷裂地及具有因自東方（俄羅斯地台）來的壓力而發生的位移。

在上面所舉的例子裏我們析述了地殼構造及其地形的一般發展規律。這些規律的要點在於：在各個不同的歷史發展階段中，同一個原因會在一定的地理區域內形成類同的構造。

3. 褶皺地區地形

地殼的褶皺構造分佈極廣。

褶皺可以叫做岩層的彎曲。向上凸出，就叫做背斜褶皺，如果朝下凸出就叫做向斜褶皺。發生褶皺彎曲的線叫做褶皺軸。褶皺的走向決定於它的軸的走向。



圖 21. 剝蝕的背斜地形圖

摺皺向着相反方向降落下去的部分叫做兩翼。即使是最簡單的褶皺，其特徵也會反映於地形之上(圖21)。兩翼的傾斜度依照岩層彎曲的角度與軸面的位置而定。因爲這些褶皺單位非常易變，所以我們可以看到種類很多的褶皺。大的褶皺在地形上具有隆起（背斜）及凹地（向斜）的外形。隨着褶皺面積的擴展，它們的地形也愈形複雜，並且具有爲其特徵的褶皺山。

褶皺山區的地形是複雜的，它依照褶皺構造的位置、面積、岩層

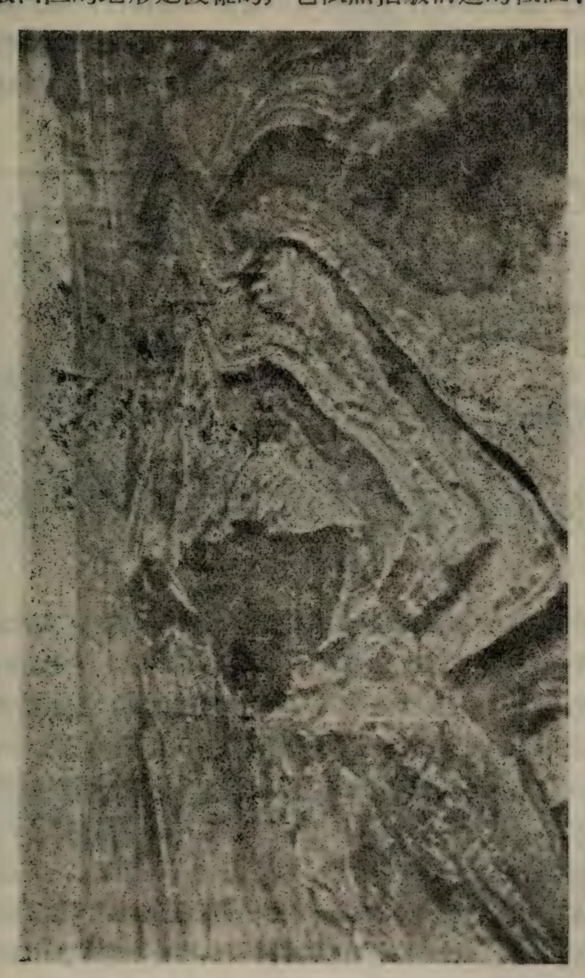


圖22. 剝蝕的背斜地形（空中攝影）

（在照片中可以看到地質構造對於地形的影響）

的成分以及刻切的程度而定（圖22，圖23）。褶皺山依照它的構造可以分爲以下兩種:

（1）褶皺（單背斜）山。

（2）褶皺高地。

褶皺山 這類山的特點爲它的地形並不複雜。所有的山都是簡單的背斜褶皺，祇是間或有一些次生小褶皺而顯得較複雜。山脈的走向依照褶皺的走向而定。依照背斜的傾低可以看出地形的高低。褶皺山中的河谷常位於向斜部分的山間低地。當褶皺高地被破壞時在它的坡面上形成了單面山。

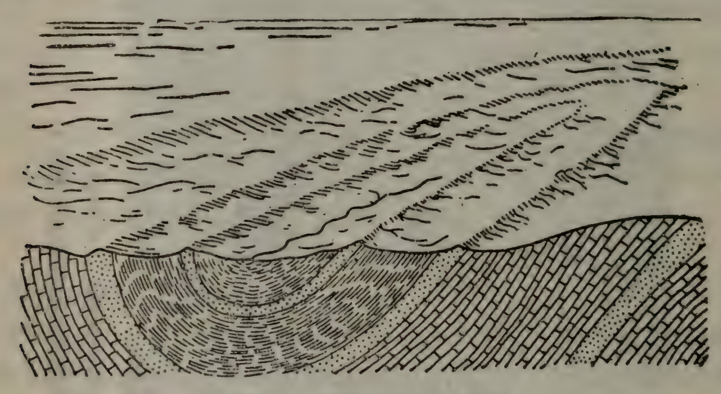


圖23. 剝蝕的向斜地形圖

塔吉克斯坦南部的山脈爲褶皺單背斜山的一個例子。在此高地中，各山脈的平均高度都在2500公尺以下，每個山脈都是由東北向西南伸延的背斜褶皺所構成。山脈逐漸向阿姆河的河谷低落。在伸延着的山脈中間的是瓦赫什河、卡菲爾尼干河、蘇爾漢達里亞河等河流的河谷。

在這個地區中，典型的褶皺構造有瓦赫什河和卡菲爾尼干河間的山脈與阿魯克套、阿克套、納魯加套等山脈。在卡菲爾尼干河與蘇爾漢達里亞河的河谷之間具有塔容套、巴巴達格等褶皺山。在蘇爾漢達里亞河西部山谷分佈着許多山脈，其中有趣的有朗什博蘭、庫格坦格套、拜松套等山脈，在後兩個山脈的斜面上單面山很發育（圖24）。

塔吉克斯坦南部的山脈的構造因生在背斜隆起部的斷裂而較複雜。

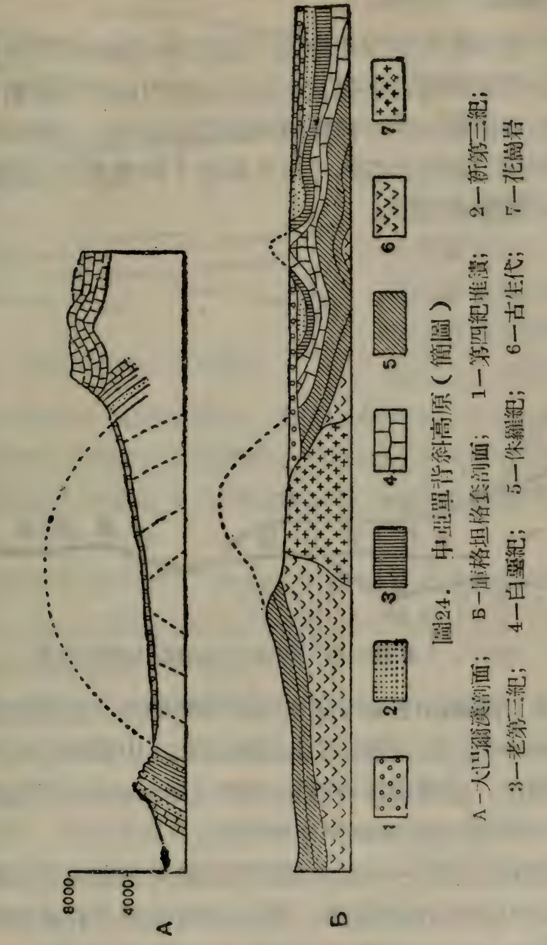


圖24. 中亞單背斜高原（簡圖）

A—大巴爾漢剖面； Б—庫格坦格套剖面； 1—第四紀堆積； 2—新第三紀；
3—老第三紀； 4—白堊紀； 5—侏羅紀； 6—古生代； 7—花崗岩

單背斜山的例子還有位於北美的南達科塔州的褶皺山麓的黑山。

黑山呈岩鐘狀隆起，長約 200公里，寬達100公里。其高度不超過 2500 公尺。在岩鐘的中部赤裸着爲花崗岩侵入體所突破、揉皺得很厲害的結晶片岩。在結晶的核心具有很厚的、被冲刷得很厲害的沉積岩層向着遠離核心的方向低落。由於岩層穩定性的多變， 在這裏很好的表現出單面山，它們斜着傾向於岩

鐘的邊緣。除去北美的黑山之外，屬於單背斜山的還有烏塔山，另外還需要提到英國的達特穆爾托列斯特山。

在蘇聯，除去塔吉克斯坦南部山脈以外，屬於單背斜山類型的還有刻赤半島的褶皺山地和塔曼及北部達格斯坦山脈等褶皺山地。在刻赤半島，東西向伸延的背斜褶皺被冲刷得很厲害。這裏很明顯地表現了典型的"環繞"地形。曼格什拉克高地（阿克套及卡拉套）的山脈在構造上也和褶皺山相近。

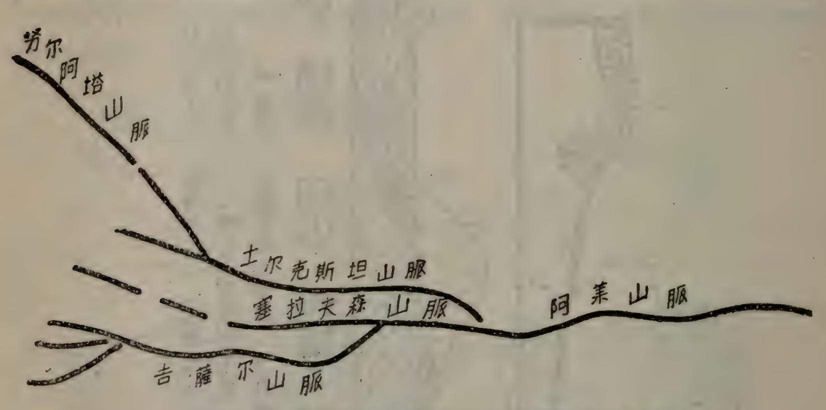


圖25. 土爾克斯坦－阿萊山岳地區山脈的分歧

褶皺高地 褶皺高地羣時常有很複雜的構造。它們分爲上升得很高的石基（цоколь）及分佈在石基上的山脈。山脈的分佈是多變的，然而是有規律的。這種規律可以用分歧（виргация）及邊幕式分佈（кулисообразное расположение）來表示。

分歧是這樣的山系——各山脈排列成銳角或成扇形（圖25）。山間的谷地隨着山脈的分歧而擴展。屬於分歧的例子有高加索東部的山脈。中亞細亞的山系是大規模的分歧；如努爾阿塔山脈，土爾克斯坦山脈，吉薩爾山脈和阿萊山脈。複雜的分歧見於西部天山，天山的各個山脈迴繞山間凹地，交叉閉鎖。

山脈的邊幕式分佈係指各山脈成銳角叉開或互相平行（圖26）。屬於此類者有科皮特達格山脈及薩哈運山地等。

褶皺山地的高地互相連結，構成分佈於一定的平面，聚積於地中帶（東西的）及太平洋（南北的）帶的複雜山系。

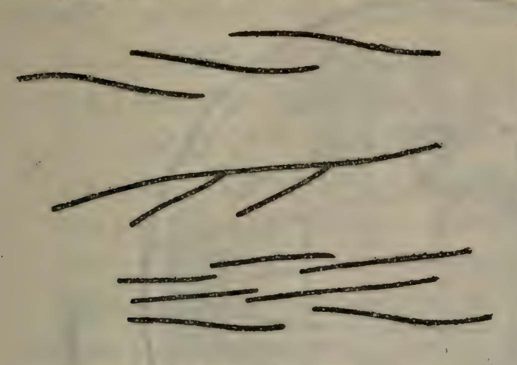


圖26. 邊幕式分佈山脈的類型

褶皺高地的構造是複雜的。褶皺並且是多種多樣的；它們是相互緊密毗連並聯成了褶皺帶。按走向言褶皺常有很長的，然而也時常會見到比較短而小的、所謂短褶皺。它們有的很陡、有的較平、有的對稱、有的不對稱、有的是斜的、有的是倒轉的（опрокинутый）等等。每個高地由於褶皺形成的條件、岩層的成分及其他原因，大都具有某種足以決定高地構造特徵的褶皺類型。也具有各種褶皺類型混合的類型。

在大山脈的地貌特徵中，褶皺因有斷層、逆掩斷層及覆蓋層而變得非常複雜。後兩種構造是强烈的側壓力作用的結果，在說明造山運動的機械作用時具有極大的意義。

依照褶皺覆蓋構造關係褶皺高地可分成幾個構造類型。按地貌學的特徵它們可以分成後述的構造類型：侏羅型和阿爾卑斯型。

侏羅型的褶皺高地是極常見的，它的特點是所有的構造中褶皺都由沉積層組成；褶皺通常是對稱的，直的或斜的，很少是傾斜的或倒轉的。在這裏可以看到山脈的背斜較部和將它分開的向斜低地的互相交替。有時山地和低地爲縱斷層所斷。在剝蝕作用不强時，這些高地具有的構造地形很明顯。屬於這類型的例子是法國瑞士間的侏羅山脈，克里米亞山脈，頓涅茨山脊區和北美的坎伯來山。

阿爾卑斯型是褶皺覆蓋山。這類山表現得最明顯的就是阿爾卑斯山脈。阿爾卑斯山脈的構造非常複雜，關於它的構造尙無一致的意見。東阿爾卑斯山脈很明顯地分爲以下幾個構造地區：



圖27. 地球大地構造圖

1—太古代褶皺帶; 2—古生代褶皺帶; 3—阿爾卑斯褶皺帶

（1）弗立須帶（Флишевая зона）——〔由英文flysch而來也有人譯爲複理石——審校者註〕（由第三紀及白堊紀的砂岩與泥灰岩所構成）；

（2）石灰岩帶（由中生代石灰岩構成）；

（3）硬砂岩帶（由古生代的頁岩構成）；

（4）中心帶（由古老的地塊構成）；

（5）含有頁岩碎片的中心片麻岩帶；

（6）卡尼克層（上三叠紀——審校者註）（由古生代地層構成）；

（7）南部石灰岩帶。

阿爾卑斯派學者認爲具有逆掩斷層的一部分是阿爾卑斯山的前陸（форланд）。柯累教授把它自南而北分爲結晶（海西）岩塊，高峻的阿爾卑斯石灰岩山、瑞士高原和侏羅山。

前陸是覆蓋着新的沉積岩層的古代準平原。阿爾卑斯石灰岩山、瑞士高原和侏羅山在褶皺內爲揉皺的中生代和第三紀沉積岩層所構成。在結晶岩塊區（勃朗峰，阿阿爾地塊等）沉積層被冲刷，在古老的地面上露出了古代的準平原。

勃朗峰和阿阿爾地塊被低地分開。阿阿爾地塊被分成楔狀結晶岩層及三叠紀岩層，這是阿爾卑斯石灰岩山的基底。阿爾卑斯石灰岩山是由海西準平原上的大陸沉積層組成。從地殼的組成來說，它們是很複雜的，這裏有一系列簡單的逆掩斷層，把岩層打碎成爲細小的鱗狀塊。據估計，所有的覆蓋層已移至北方，而其根部還位於南部。由於造山運動的影響，阿爾卑斯山的海西陸塊被打碎成爲許多楔狀地塊，似鱗片地一塊蓋着一塊。在兩翼部分形成了阿爾卑斯石灰岩山的覆蓋層。某些覆蓋層的地基是在勃朗峰發現的。在覆蓋岩層移動的機械作用中，它們的最上部位於南部並且走了很長的路。在岩層位移的過程中反覆地發生了岩層的內捲褶皺（инволюция），這種作用在阿爾卑斯石灰岩山的組成上起着很大的作用。在某些覆蓋層的前面有劇烈的褶皺（圖29）。

瑞士高原位於侏羅山脈和阿爾卑斯山脈之間。它是連結這些山地的向斜。侏羅山是阿爾卑斯山的分歧，前者在桑貝里（Шамбери）與

後者分離，自此向北伸展了兩支背斜。在羅尼河（ p.Рона ）北部一些，背斜的數量增加很多。在侏羅山脈、佛日山脈及黑森林山脈中間有侏羅地台，侏羅山脈即在其上。地台有着向南成 10° 傾斜的傾斜地層，它是由被斷層和撓褶打碎成爲一個個地塊的第三紀及侏羅紀地層組成。這裏很少看到褶皺（侏羅型）。



圖28. 東半球構造圖

1—分割成個別大陸的貢瓦納；2—阿爾卑斯山脈；3—歐亞大陸；4—貢瓦納運動的方向；5—非洲斷裂帶和火山；6—歐亞大陸的阿爾卑斯建造區；7—亞洲的阿爾卑斯山脈地帶和斷裂帶



圖29. 阿爾卑斯山脈的地質簡圖

1—III—新普倫—啓琴諾岩蓋； IV—大聖貝爾納爾岩蓋； VI—丹布蘭什岩蓋； VII—愛爾貝爾寧納岩蓋； VIII—卡姆波岩蓋； IX—西爾弗列塔艾茨沙爾岩蓋： 1—前陸的結晶岩塊； 2—侏羅山脈及前陸的沉積岩覆蓋層(原地岩體與摩爾克爾岩蓋)； 3—吉阿布列與威里霍恩岩蓋及阿爾卑斯石灰岩山的上部岩蓋； 4—前阿爾卑斯山薄葉綠泥石的彩色片岩和薄葉綠泥石岩蓋； 5—薄葉綠泥石岩蓋的結晶核； 6—中生代格里遜褶皺； 7—格里遜褶皺結晶核； 8—中生代的蒂羅爾褶皺； 9—蒂羅爾褶皺結晶核； 10—狄那立克褶皺； 11—第三紀的及第四紀的沉積層； 12—年輕的（在阿爾卑斯造山期之後的）火成岩地塊。 A—阿阿爾地塊； AM—沿海的阿爾卑斯山； AP—亞平寧山； AR—愛格尤伊爾盧日； BF—黑森林山脈； BW—波希米亞； CP—中部高原； GO—戈塔爾德； J—侏羅山脈； ZE—茵加金構造窗； MB—勃朗峰； Me—麥堪土耳； P—前阿爾卑斯山； Pe—別爾努； SC—謝米林格； Si—西爾弗列塔； TW—陶愛恩構造窗； VO—佛日山脈； M—摩爾

褶皺的侏羅山脈的特點爲其褶皺的沉積岩層自結晶的基岩上脫裂的現象。從層位學上來說，脫裂的岩層爲侏羅紀地層，它們自第三紀的貝殼石灰岩的極度鹽化的岩層脫落。這個事實值得特別注意，因爲這樣可以使我們比較容易理解促使覆蓋層脫裂的機械作用。侏羅山脈自身是典型的褶皺山脈（圖30）。

褶皺覆蓋山的第二個例子要算高加索山脈。大高加索山是由前寒武紀以至上第三紀的强烈斷層位移（дислоцированные）的地層所構成。高加索山的南北山坡的構造極不一樣，在南坡，岩層壓縮成等傾的褶皺向南翻轉。褶皺中因有縱斷層和逆掩斷層而更複雜。岩塊的移動距離很大與阿爾卑斯山的覆蓋層相似。在這裏侏羅紀地層上衝到白堊紀地層之上，而白堊紀的沉積層又覆蓋了薩爾馬特（сармат）層。在南部地區逆掩斷層面具有的傾斜很緩。在北坡，構造又是另外一種樣子，在這裏古生代及第三紀地層劇烈移動，在它的上面排列着具有向北緩傾的侏羅紀、白堊紀和第三紀沉積層。這些沉積層集成長的褶皺，後者因有斷層和逆掩斷層而很複雜，並具有鮮明的輪廓。斷層和逆掩斷層既向北錯動也向南錯動。岩塊移動總的方向是自北向南。



圖30. 阿爾卑斯石灰岩山的地質剖面圖

I—摩爾克爾岩蓋；II—吉阿不勒特岩蓋；III—威德荷恩岩蓋；IV—VI—普林摩爾、蒙邦文及奧貝拉烏布荷恩上部岩蓋（圖右下角蒙布朗應改爲勃朗峰——審校者註）

褶皺覆蓋山的地形非常複雜。在這裏並沒有明顯的、升起部分的

地理分區規律。除去構造以外，正地形是由超覆在年輕的、易被冲刷的沉積岩層上的穩定的古代岩層所决定的。依照這些特點，在褶皺覆蓋山內具有產生於斷層區和易被冲刷的沉積層的河系。

上述的地形構造外形的類型係按山的岩層成分與破壞程度等特徵而劃分的。在大地構造學中，地殼的大地構造特性分爲幾個不同的構造單元：地盾，板地（плита），大背斜，大向斜（地槽）。

地盾—這是由寒武紀以前的結晶岩層與變質岩層構成的地殼部分。地盾是只蒙受過垂直的上下運動的穩定地帶。最大的地盾有：波羅的海地盾、加拿大地盾、巴西地盾、非洲地盾、西伯利亞地盾、阿納巴爾地盾、錫尼地盾、澳洲地盾及南極洲地盾。

板地——這是爲厚層的沉積岩所覆蓋的地盾的一部分沒有岩層破壞徵象與變質破壞徵象。板地和地盾一樣在寒武紀以後也未曾蒙受造山運動。屬於此類的例子有俄羅斯板地。

大背斜——這是曾經發生過地殼隆起的寬廣的地區。在造山期中這裏又加上了褶皺。

大向斜（地槽）——這是位於地殼穩定地段中間的寬廣的沉降槽形地區，在漫長的地質年代中在這個地帶裏堆積着沉積物，其特徵爲活動性甚强，在大向斜中有褶皺山形成。

有些學者把大向斜分爲四個類型：（1）單地槽向斜——這是簡單的淺水的拗曲地；（2）複地槽——這是爲大背斜所隔開的大向斜；（3）中地槽——這是位於大陸中間的地槽帶；（4）準地槽——這是位於大陸邊緣，並且以一系列的島嶼與海洋相隔離的地槽。

另外有些學者把構造類型分爲五種：（1）山塊；（2）穩定大陸棚；（3）易沉的（不穩定的）大陸棚；（4）大陸槽；（5）海洋盆地。屬於山塊的是地盾，它們的特徵爲在古時有隆起的趨勢。屬於穩定大陸棚的爲板地，它們體現了自淺海及平的陸地之間的變動；在這些地區內弱的構造也在形成極平緩的長垣中表現出來。在不穩定的大陸棚中沉積的形成非常劇烈，並且地質構造表現爲具有劇烈的火山活動現象的、不顯著的褶皺與斷裂。地槽的特徵爲具有大的活動性與複雜的構造。海洋盆地主要是、並且經常是深的沉降地帶。在這樣的分類中並列了兩類構造帶：山塊——主要爲隆起的地區及海洋盆地——主要爲沉降的地區；其餘的構造類型則處在中間的地位。

4. 山岳的剝蝕地形

山地的特徵爲其具有種類極不同的地表外形，這些地表外形具有一定的成因相互關係。

山地地形生成基本因素爲：地殼構造、冲刷作用、岩石成分與風化作用。後三個因素決定山地剝蝕地形的特性。地殼構造在山地的構成方面的意義已在上面述過。我們還需要進一步瞭解的就是山地構造的發展決定它的地理位置、輪廓與各部分的高度，這些特性使山地成爲地理上的概念。

山地的侵蝕地形 山間流水的侵蝕作用具有極大的意義。它決定山地地形的特點、刻切程度、分水嶺的輪廓以及山坡的分佈與其峻峭程度等等。山脈侵蝕刻切期的長短決定於山地本身的年齡。它是以地質學上的"紀"來計算的，有的時候也以"代"來計算。自山地升起於海平面以上之時起，就開始了因侵蝕而發生的刻切作用。侵蝕地形發育的初期在地貌學上具有極大的意義：它們決定了山系刻切作用的一般的特點。刻切有兩種：一種是橫斷刻切，一種是放射狀刻切。後面的一種情況是指河流自山地的最高處向各個不同的方面流下。

橫斷刻切是最多的一種， 它是由山地的 一定的河系構造而決定的，在這樣的構造中支流垂直流入主谷；這也是由山地的構造而決定的。冲刷作用是以山間構造低地爲基地的，通常在這裏分佈着主谷，主谷是山地破壞作用的基準面。這些河谷沿着山系而伸展，自鄰近的山嶺流瀉出的水垂直流入主流。山地的坡度使橫斷河谷發生分枝，它們的發育決定於原生的地形表面的傾斜方向。

隨着時間進展而發育的橫斷河谷切入分水嶺，它們穿過分水嶺而在對面的山坡流出。在這裏就發生了穿過山嶺的山埡，這是山地地形中的一個非常主要的特點之一。橫斷（受影響的）河谷的兩側的支流分佈得很密；它們有一個特點，就是它們在一年中有大部分時間都是乾的。兩側支流的河谷在狹窄而削減得異常低的分水嶺間分開，形成了獨特的、雕刻的或刻切的高山地形。

山區冲蝕河谷的構造很複雜，通常在橫斷面上都具有 V 形橫 剖

面，它們形成了深的峽谷和岩谷（каньоны）。河谷時常因縱向侵蝕而變得複雜，有時也因冲積階地而變得複雜❶。橫斷河谷的縱斷面成爲一條向水流上游升得很高的折線。在河流上游的縱斷面中充滿很多的石灘、陡坎，同它們在一起的還有很多的瀑布；在山坡上時常分佈着爲側流所鑽鑿的、獨特的、侵蝕壁龕（эрозионные ниши）。

侵蝕壁龕係因兩側的侵蝕或波浪侵蝕而生成的、好像大鍋樣子的深窪地。它們的外形是橢圓的，常順水流而向下延展到主谷。壁龕的面積的大小極不一致（有時這樣的深窪地的面積有一間大房子那麼大）。壁龕的壁是平的；有些地方它們還有次生的壁龕。在次生的深窪處時常可以看到圓石，次生的壁龕就是藉助於它們而構成，壁龕的下部常會有更平的壁，壁的上部時常呈帽簷狀懸垂於壁的下部之上。壁龕常並排地排列。相鄰的兩深窪處間的壁常常會合爲一，這時候界於其間的岩石就成柱狀而留存下來。

有些時候侵蝕壁龕是如此的常見，甚至形成了獨特的侵蝕壁龕地形。在古山地及殘餘山中這種地形分佈極廣。侵蝕壁龕的明顯的例子已知的有努拉丁山

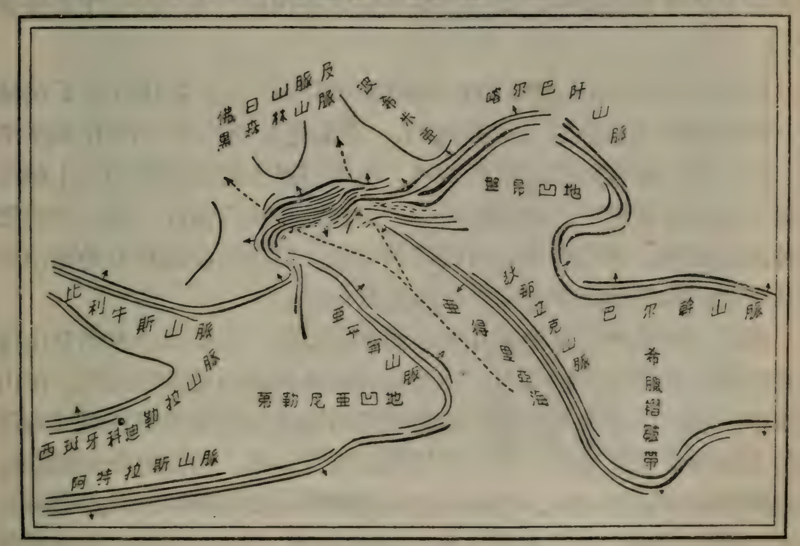


圖31. 地中海區構造圖

❶ 兩側的次生河谷階地只有在特別例外的時候才會遇到。

脈，北費爾干納，辛塔勃薩亞河上游以及其他河流的侵入岩的岩層中。在這些地方，結晶岩層的表面是平的。這裏的岩石是稍稍升起於地表面之上的風化礫石堆。河谷嵌入的深度不大，在它們的坡面上刻切成外形非常奇怪的岩石的壁龕。個別的結晶岩層的山塊甚至被侵蝕而形成礫石的殼，它們的中部為水所冲刷。壁龕自身在坡面上沿着水流的方向朝着下面伸展。

上述類型的兩側的大鍋或侵蝕壁龕在高加索也很著稱。它們在捷列克河谷、達里雅峽谷、阿拉吉爾峽谷，以及沿着穆塞姆塔河谷等地方表現得尤甚明顯。在天山西部也可以看到上述地形形態的廣闊的分佈。在庫拉明山嶺的南坡，在加夫河及奄達克河河口之間的岩石上，壁龕地形尤其很明顯地被表現出來。

在山地河谷中時常伴生着很多的階地。它們有的是因侵蝕而生成的，有的是因堆積而生成的。侵蝕階地時常分佈於河水的上游，它們是平地，位於沿着分佈有懸崖的河谷的基石坡面上。

試將河谷的侵蝕階地加以比較，可以瞭解它們在悠久的時間過程中是在不斷地加深着的。沉積的階地通常在山地河水中游和下游較發育。

照例，山地河流階地和平原地區的區別，在於其具有如下的構造。階地的岩基是由原生岩構成的，岩基的表面因侵蝕作用而被削平；在它的上面有卵石層或礫石層。在礫石層上部有細碎的黃土細泥或黃土狀的砂質黏土。順河流而下，個別的階地合併在一處。在它們延伸出山地時，同時發生表面低降的現象。山地河流所具有的階地數與具有共同的侵蝕基準面的平原河流數相等。

山區分水嶺的特徵就是外形甚為多種多樣。主要的分水嶺是山地的最高處及刻切最甚的地方。在這裏分佈着山系的最高的山頂。在山埡地中，該地為河谷所穿鑿而構成鞍部的低地。在那些相背而流的河水的上游非常接近之處，分水嶺就變成異常狹窄。兩側的分水嶺沿着直角與主要分水嶺分隔。它的山嶺成為彎彎曲曲的線狀，顯著地向主谷方向低降，在它的上面嵌入第三列的河谷，是具有環谷狀的寬頂河谷。有時候次生的分水嶺是這樣的狹窄，它成為牆的樣子或是狹窄的峻峭而多岩石的山嶺狀，在這個山嶺上矗立着很多的尖頂，這樣就

使得次生的分水嶺極難通行。

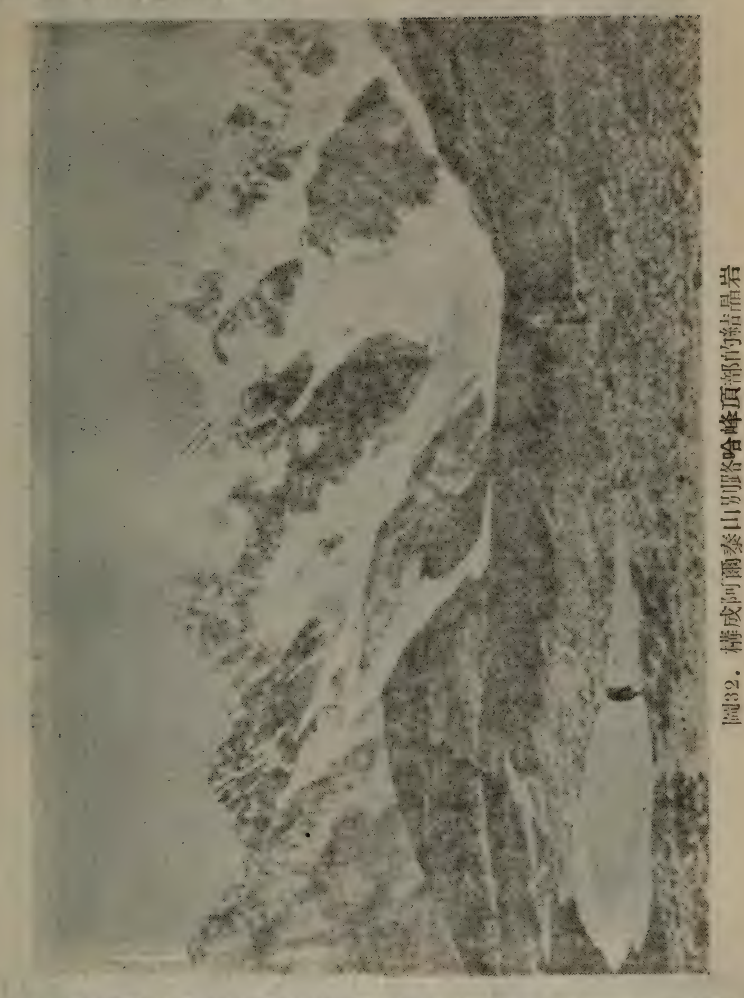


圖32. 構成阿爾泰山別路哈峰頂部的結晶岩

岩石性質對於山地地形的影響 岩石的成分在山地地形的構成中起着極主要的作用。岩石成分特點和產狀反映出構造單元，具有抵抗破壞作用的，不同的穩定性的岩層決定了山地地形的主要特徵。

從地貌學的觀點看來， 構成山系的岩層可以分爲四大類， 分別

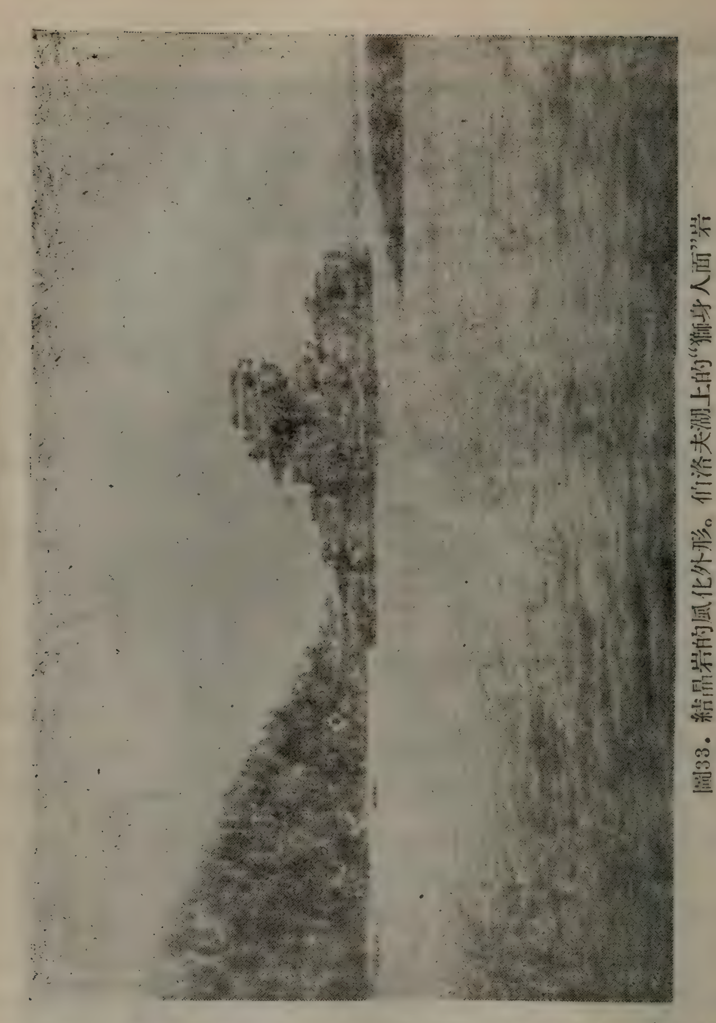


圖33. 結晶岩的風化外形。伯洛夫湖上的"獅身人面"岩

與剝蝕地形相適應。這就是：（1）岩漿岩的懸崖地形；（2）石灰岩的懸崖鱗狀地形；（3）石英岩、細晶片岩、堅實砂岩等的尖銳懸崖地形；（4）片岩的梳狀地形。

類型的多種多樣是由形成的岩石地形的成分的穩定性及不一致性決定的。

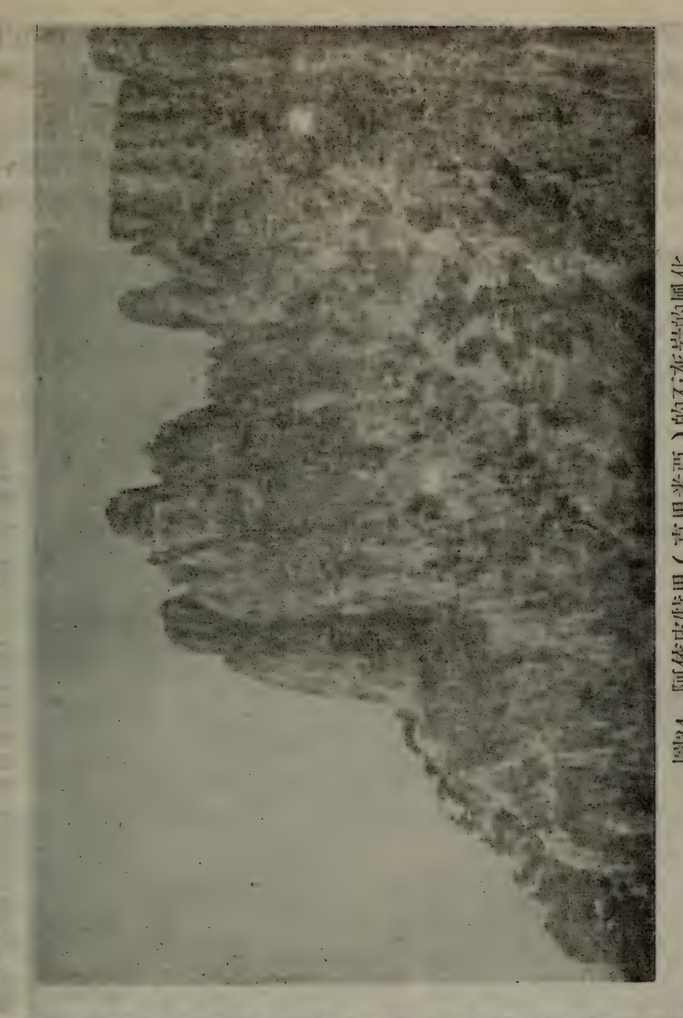


圖34. 阿依皮特里（克里米亞）的石灰岩的風化

懸崖地形產生在通常分佈於山系的中央軸部地區的岩漿岩中。由結晶岩漿岩構成的地段，其地形與他類地形不同之點爲其刻切面比較小。結晶岩的接觸面爲環繞岩漿岩層的、由沉積變質岩層構成的、高高升起的山脊（圖32）。表面的正地形是大部分形成一個個的座墊狀的巨大石塊（圖33）。切入岩漿岩的山谷坡面較陡（時常具有垂直懸

崖的特徵），並爲很多的、開闊的剝蝕裂隙所刻切。在崖下的山麓，聚集着碎岩塊和風化岩層，形成了岩塊堆或石海。流於具有這種地形區域內的河流，多爲具有很多瀑布的急流。

懸崖鱗狀地形產生於石灰岩中。石灰岩易於形成比較陡的、直立的或懸垂的山坡（圖34、35）。被夾持於其他岩層中間的石灰岩層或爲

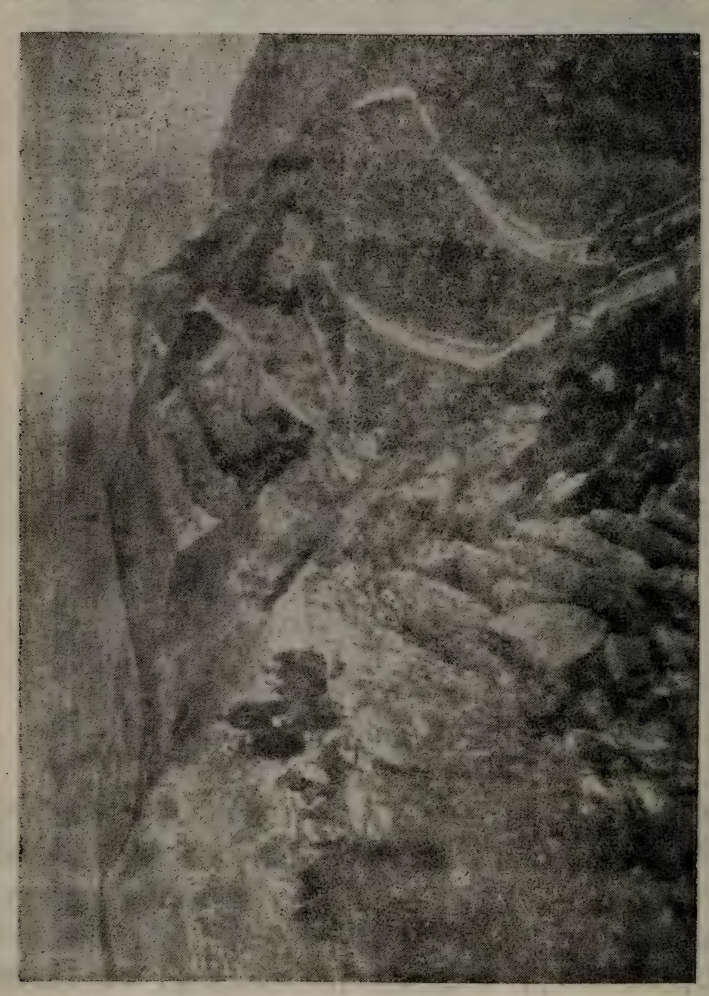


圖35．阿依皮特里（克里米亞）的石灰岩懸崖的風化面

抵抗破壞作用的最後的保護蓋。當剝蝕作用暴露了石灰岩層的時候，它的岩層就形成了鱗狀地形。

當構成山區的石灰岩並沒有大的傾角的時候，它們構成了特殊的岩石地形，叫做岩礫（руинные）地形。這種類型的地形係由於喀斯特作用而發生於殘積石灰岩的石堆中的。被破壞了的石灰岩分裂爲數量很多、大小不同、形狀互異的岩塊和碎屑；它們紊亂地互相堆積，予人以破壞了的、不同的構造的印象。

石灰岩山脈剝蝕地形的特徵之一就是喀斯特地形，關於後者下面還要談到。喀斯特的不同形式使得各個地段表面地形變得複雜，後者即因此而分成各個獨立的地貌區域。

尖銳懸崖地形在穩定而緻密的變質岩（主要是石英結晶片岩和緻密層狀砂岩）地區頗爲發育。穩定的岩層在山地中構成的地形，其基本的特點就是山頂尖銳、山脊狹窄、山坡不易攀登。由變質岩構成的山頂與結晶岩和石灰岩構成的山崖不同點就是前者的構造多孔且薄，其外貌也並不那樣壯麗雄偉。在本類地形中，山頂和山脊的基地比較其他類型的表面表現得明顯。在這裏石堆佔有的面積有限。山脊和尖銳山頂的山麓時常爲崩落的碎石所覆蓋。此類地面形態分佈極廣，在任何山地都可以見到這樣地形，尤其是在古生代地層的山地裏。

梳狀地形（圖37）發生於各種片岩的破壞地區。其特徵爲在不平的地表上升起了形成一個個山脊的片岩岩層。這些山脊向着山的岩層傾斜方向而傾斜。片岩的相對高度並不大。梳狀片岩地形儼如木板釘成的柵欄。

當片岩具有很明顯的層理的時候，本類地形就特別發育。薄層的頁岩，尤其是當它們沿劈理裂成碎塊的時候，沿着片岩的走向造成了負的地形成爲低地。低地的外形完全反映出片岩是露出地表的。被劇烈揉皺並爲破劈理所分裂的岩層形成爲厚層崩落碎石所覆蓋、外形不明顯的山坡。切入片岩層的山谷具有較平的山坡。在垂直於走向方向切入岩層的山谷中可以看到山坡的不同的高度。與岩層傾斜一致朝



圖36. 烏茲博依河床（卡拉庫姆）的砂岩風化的外形

山坡具有由裸露的片岩層面所構成的表面。山坡的峻峭程度完全依照岩層的傾角而定。與傾斜方向相反的山坡總是比相對的山坡陡些。它具有因片岩岩層的角度而造成的極複雜的梳狀地形。在山地中，片岩分佈的地方時常具有因片岩驟然破壞而發生的山埡。

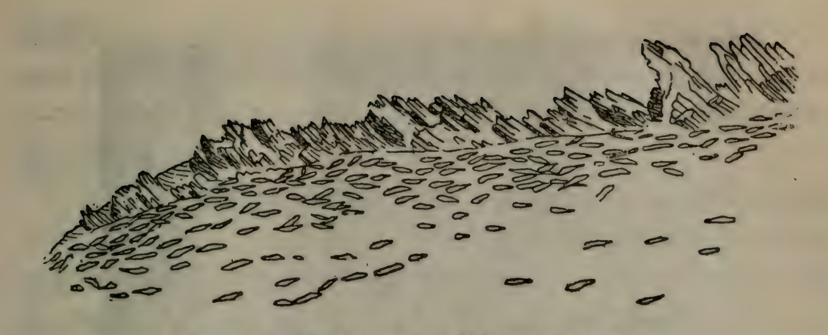


圖37. 努爾阿塔山的古生代片岩的梳狀地形

風化地形　風化地形在山地地貌上起着非常主要的作用。它們的特點爲分佈普遍和多種多樣。後者是由於各種不同的原因所致，其中最主要的就是岩石成分與氣候。在風化過程中，山地產生各種負的和正的地形。

前一種地形形成在機械風化作用下產物被搬運走的地方，第二種地形形成在風化產物聚積的地方。屬於山地風化作用分佈最廣的外形的有風化環谷、岩堆、碎岩錐及石堆（каменистые россыпи）。

風化環谷到處都有，它們位於巨大或深厚的岩層中。常發育於岩漿岩、石灰岩和深層砂岩的岩層中。這是一種半圓形的窪地，它們的凸起部分突出於山坡上。它們的直徑約有數十公尺，間或達數百公尺。環谷爲高大而多岩石的山坡和懸崖所界限，風化環谷的底部是凹的。它的最低部分成凹地狀沿着山坡下降，一步步地進入細谷，再向前進入冲溝或普通的山谷。

環谷的底部由裸露於谷壁上的岩石風化產物組成。風化產物是山坡落下的石塊，在這些碎岩的分佈中可以看到一定的規律。在靠近山坡的谷底散佈着細粒物質。在谷底中央的石塊就變大，聚積着最大的石塊，直徑有時達數公尺。

在凹地的中部形成了整片的石流或石堆，此類地形在山地中分佈極廣，特別是在氣候乾燥和石灰岩異常發育的地帶。

由於山地風化產物形成了各種面積不大的、正的堆積地形。其中



圖38. 天山的片岩岩堆

包括分佈極廣的岩堆。岩堆是由岩石的機械風化作用產物聚積而成，這些碎塊並不很大。最適於產生這些岩堆的地方就是那些由片岩構成的，破劈理很明顯的山坡。大量的破劈理分子在重力的影響下沿着山坡滾下，聚積於山麓就形成了岩堆。碎岩塊的移動距離不超過數公尺。

岩堆呈現平的圓錐體形，其頂部朝向下面。面積可能很大，常達幾十公尺（圖38）。岩堆最凸出的部分是在它的頂部，在圓錐面以下

就逐漸縮小。岩堆的基底變得模糊不清，逐漸和山麓的石塊滙合。在構成岩堆的破壞作用產物中可以看到一些選擇作用。最大的碎石集中於岩堆的頂部，而岩堆的基底則是由沿着山坡、自最短的距離移來的碎屑所構成。

岩石的破壞作用的產物向下搬運至很遠的地方，在山麓聚積形成了岩錐（конусы осыпания）。岩錐與岩堆不同之點就是它們具有正圓錐形的外貌，頂部朝上，岩錐的基底很寬。在這裏我們可以看到和碎岩堆完全相反的景象。岩錐的頂部是由碎屑物質構成，而最大的石塊却在底部。在山麓聚積成岩錐的山岳破壞作用的產物逐漸覆蓋了更寬廣的山地。由於這些產物的聚積數量的增加，逐漸形成了山麓的扇形地，山坡變得更平。

上面所說的山岳破壞外形，只反映出它們地形次生特點的基本像貌。這些像貌只是由於山的高度與岩石的成分而决定的。除此以外，山地還有各種各樣的、地表的外力加給地形的起源類型，關於後者我們在下面還要說到。

山地剝蝕刻切的結果，就發生了為坡度不同、形狀互異的山坡所决定的、非常不同的地形，這些山坡並且决定了一個個的山頂與山脊的特性。山坡的特性是由很多原因决定的。其中包括地質構造的特性，岩層的成分與剝蝕作用。最常見的山坡為階狀的、平坦的、凸出的與凹入的幾種。

階狀山坡是具有不同堅硬度的、水平的或微斜排列的岩層受到刻切而成。比較容易受到破壞的岩層形成了低地，比較堅硬的岩層在它們的上面呈階狀或牆簷狀突起着。階狀山坡在桌狀地中最易見到。在褶皺山地及褶皺覆蓋山地中這種類型的山坡比較少見。

平坦山坡為在山地中界於高地周圍的最普遍的形式。當山坡就是岩層層理面的時候，就形成了平坦山坡。平坦山坡的陡峭度可以在90°的限度以內依照岩層的傾斜度而變化。因構造而生的平坦山坡時常可以在單斜構造的地形中見到。平坦山坡也可以因鬆軟的產物的聚積而生，它們的表面與該類型岩層所特有的自然斜坡的峻峭度相一致。堆積的平坦山坡時常可以在破壞得很厲害的剝蝕山中看到。

凹形山坡在有山的高地中是極常見的。此類坡面呈曲線形，其凸出的一面

朝向下方。山坡的曲線是山坡上部的破壞作用與山麓風化產物的堆積作用相結合的結果。周圍界以凹形山坡的高地具有非常峻峭的外形，並且難以攀登。

凸形山坡呈凸面朝上的曲線形，它們發育於岩石破壞的產物在山坡堆積的過程中。周圍界以凸形山坡的高地多具有緩和的地形或圓形。它們主要發育於古老的、被破壞很厲害的低山或丘陵地帶之中。

山地地形的基本形式就是位於寬廣的基地之上的一個個的隆起——山頂。所謂基底者是指着那些在山的侵蝕割切面以下的那一部分而說的。山頂具有異常多種多樣的形式；它們的外形依山坡的性質、峻峭程度與其交叉角度而定。依照這些特徵，山頂可以分爲幾種不同的形式。其中分佈最廣的是矛狀、齒狀、針狀、或尖塔狀、圓錐狀、穹窿狀等。前三種界於平坦山坡或凸形山坡，這些山坡以極小的角度在山頂上交叉。穹窿係爲凸形山坡所圍繞的、圓形的高地，這些山坡的坡度一般的說來都不大。

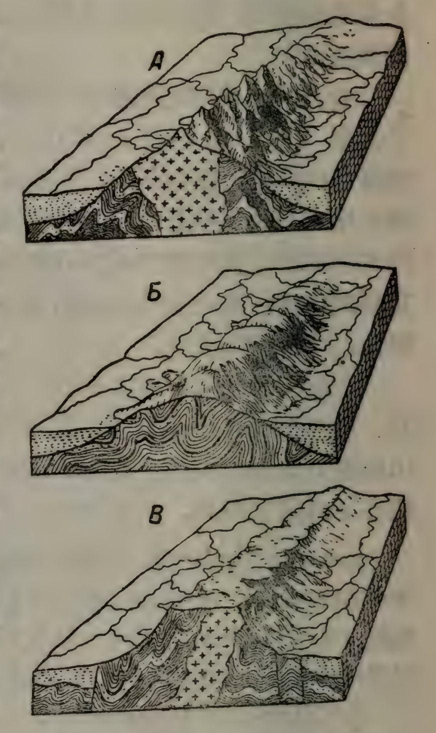


圖39. 山脊類型（按舒金）

A——尖山脊，表現爲矛、尖頂、齒形、圓錐和其他形式的一個個的山頂；

Б——圓山脊，爲凸起的斜坡所圍繞的一個個的穹窿形山頂；

B——平山脊（一個個的平的山頂）

山地中的山頂沿着山系之走向分佈而構成山脊。山脊通常相當於山脈的分水嶺。它們和山頂一樣，也具有複雜的地貌構造。在山地中最常見的是圓形的桌狀的和尖形的山脊（圖39）。圓形山脊常具有穹狀山頂與被剝蝕得很厲害的山坡。桌狀山脊爲桌狀山地所特有。尖形山脊是分佈最廣的一種。它們的四周爲陡、平的或凸的山坡所圍繞。這類山脊的特徵爲其具有矛狀、齒狀或尖頂的、難以攀援的山頂。

山在地貌學類型中以圓頂的或尖頂的山頂和山脊爲多。其中第一

種的外形較平緩，而尖的山頂和山脊則具有峻峭的外形。

馬克也夫(З. А.Макеев)依照山的地貌學的特徵把它們分成三類：

1.低山——這是劇烈深切的高地，在2公里距離內其相對高度的幅度爲175——400公尺。這類山可能是構造生成和剝蝕生成。它們見於高加索山麓、科彼特達格、烏拉山和卡累利阿。侵蝕的低山見於熱古利、塞爾多夫、伏爾加右岸地區及莫戈得札里等山。依照地貌學上的特徵可以分爲具有平緩地形的低山和具有峻峭地形的低山兩種。

2.中高山比低山的分佈廣得多。它們大部分是構造成因。在2公里距離內相對高度的幅度爲350——1000公尺。按照山頂和山脊外形特徵，這類山可以分爲具有平緩地形的中高山及具有峻峭地形的中高山。中高山的例子有克里米亞、烏拉爾、科彼特達格山區。在本類型的山中有一部分具有阿爾卑斯型的高山。它們具有阿爾卑斯型的冰川侵蝕的刻切，分佈於蘇聯北緯線地區。屬於此類的山有新地島、極地烏拉爾及科拉半島的山脈。

3.高山是構造的、具有强烈的冰川侵蝕刻切的高地。在2公里內的相對高度的變化超過1000公尺，高山是雪線位於較高水平面的地區；高山的例子有大高加



圖40. 卡拉科魯姆的尖山脊

索山脈、天山山脈、帕米爾—阿萊山脈和阿爾泰山脈等。

5. 火山構造地形

在火山現象中可以看到地球深處的大量物質噴發到地表面的過程。這些噴發的地區，大家都曉得，叫做火山。噴發作用的產物可能是液體，也可能是固體和氣體。

在火山活動中，噴發到地表的主要物質就是熔岩，這是或多或少充滿着氣體的、矽酸鹽的熔融體。熔岩是由熔融的礦物質——岩漿——生成的，當岩漿吞併熔化了地殼的各種岩石，並且其中的氣體揮發以後，就產生了熔岩。熔岩的化學成分是多變的。它分爲酸性的和基性的兩種。酸性熔岩富於氧化矽，因而具有難熔及黏度强的特性。在火山噴發時酸性熔岩並不流到離噴發中心較遠的地方而聚積成圓錐體。基性熔岩比較活動，所含矽酸較少，含揮發組份較少，這就決定了它的流動性。在火山噴發時基性熔岩常能流很遠的距離。

火山噴發作用的堅硬產物爲火山噴出的岩屑及被吹散的熔岩塊。後者發生於熔岩內的氣體自冷却的熔岩內爆發出來的時候。在氣體爆發時生成的鬆軟物質，其噴出的數量很大（達數萬立方公尺）。自火山噴出的，堅硬而鬆軟的物質成爲體積不等的碎塊。其中最大的爲：石塊、火山彈及火山岩渣。中等體積的顆粒成凝固的水滴狀。更小的鬆軟物質爲火山砂和火山灰。它們時常是各種礦物的不完全結晶體。有時在火山噴發時產生線狀的鬆軟物質——如"培利髮"（волосы Пеле），這些熔岩玻璃線是因爲液態熔岩噴泉被强風所吹散而生成。火山噴發時，常常發生暴風雨。鬆軟的火山噴發產物因被雨所濡濕而形成了火山泥，浸濕了火山附近的地域。

火山噴出的氣體產物也有很多不同的種類。在火山噴出的氣體中，其主要成分爲水蒸汽、二氧化碳、硫化氫、氫、氮、氯、氟及硫磺氣等。這些氣體或者直接自噴火口中的熔岩迸出，或者從已經凝固的熔岩流的裂隙中迸出。

火山噴發的產物聚積於噴發的中心。由於這些噴發物產生了在地貌學上的、種類繁多的火山地形。火山作用及其形式和造山運動的複

雜的構造作用有着非常密切的關係。

火山作用的類型 由於岩漿的活動性，侵入地殼的岩漿有的在地殼內冷却，有的流出於地面。因此火山作用可以分爲侵入的和噴出的兩種。

侵入體在地貌學上的意義表現於岩盤發育地方，岩盤呈山形穹窿狀隆起。岩盤的岩漿岩層稍稍地舉高了沉積岩層的頂部，使它在這部分曲折成背斜褶皺。褶皺兩翼的傾斜決定於岩盤的坡度。在這種情況下，如果覆蓋於岩盤之上的沉積岩層頂部被冲刷，山坡的地形就要由岩盤的表面及其破壞的形式而決定。岩盤對於地形的影響只表現於山麓和平原地區。在山區裏岩盤在地貌學上的意義並不顯著。

從它們在地理上的分佈可以看到它們是和山脈有密切聯繫的。克里米亞的岩盤可以算作岩盤山的一個例子：這裏在半島的南岸具有大羣的岩盤，如阿尤達格、卡斯捷爾、普拉卡、查姆內布隆、謝拉烏茲等。其中最大的是阿尤達格。它的外形如像一個大圓麵包，周圍是一些平坦的山坡，形成海角遠遠地伸入海中。覆蓋於阿尤達格上的沉積岩層已被冲刷。克里米亞的岩盤對於古爾祖法至阿魯什特間的半島海岸線的特性和外形有影響，並在地形的形成上具有極大的意義。

另外一羣岩盤分佈於高加索北部的比亞齊戈爾斯克地區。在這裏，羣集的岩盤高聳於基斯洛沃德斯克高原的平面上（圖41）。這裏的山有的是呈圓錐形，有的呈圓頂形單獨或者成羣分佈。這裏岩盤有的因冲刷而裸露，有的還爲沉積岩層所覆蓋。這裏最著名的岩盤是瑪舒克山、鐵山、金庫爾干、別什套、尖山、麥多瓦亞山、茲米耶瓦山、禿山等。基斯洛沃德斯克地區的岩盤完全沿着東北走向路線而分佈，和基斯洛沃德斯克高原的斷裂線完全一致。亞洲中部的岩盤也很著名。

在地貌學上表現得很明顯的岩盤位於北美猶他州的亨利山上。這個地區是由愛林、戈爾默、愛麗斯窩爾特、吉列爾斯和孟番等山脈所構成，在山的內核具有單獨的或成羣的岩盤，在愛林山中的數目共達30個之多。

在地球現代地形中，噴發的地形具有極大的意義。依照噴發的特

點噴發火山作用可以分爲兩種類型：(1)裂隙噴溢；(2)噴火口噴發。

裂隙噴溢（трещинные излияния）發生於地殼的斷裂地帶。地殼深部的物質經過裂隙而噴出。裂隙常常是很大的（如冰島的拉奇火山的裂隙約達70公里）。在沿着裂隙的地方可以看到火山錐(圖43)。

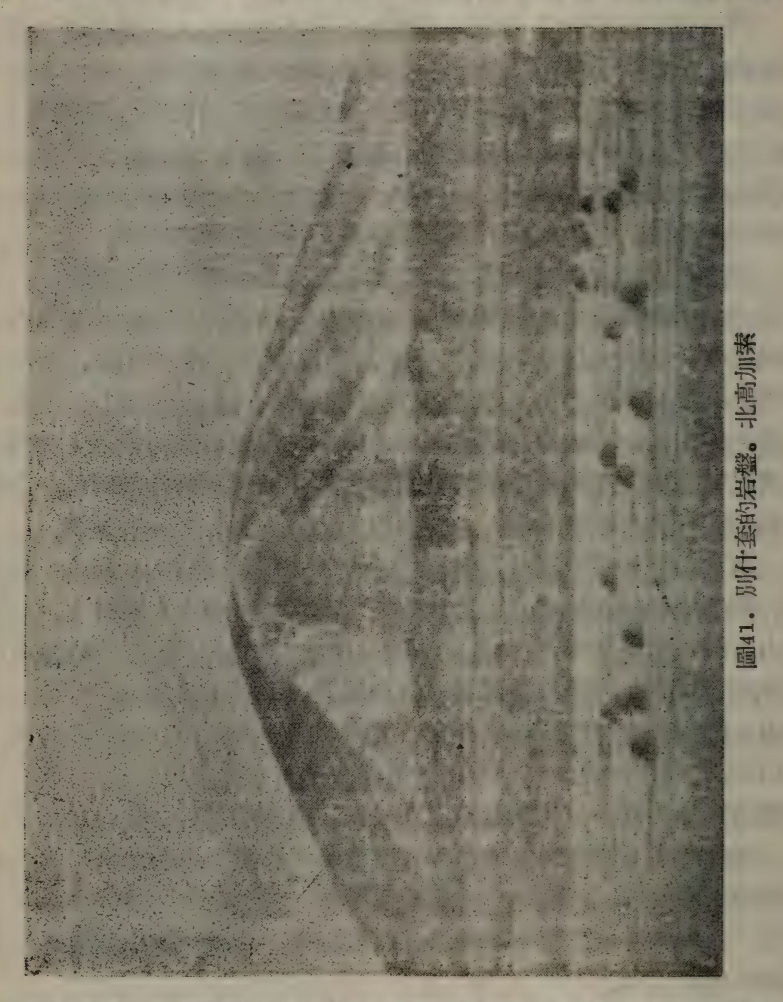


圖41. 別什套的岩盤。北高加索

裂隙型的火山噴溢分佈不廣；除去冰島和新西蘭以外，加那列、

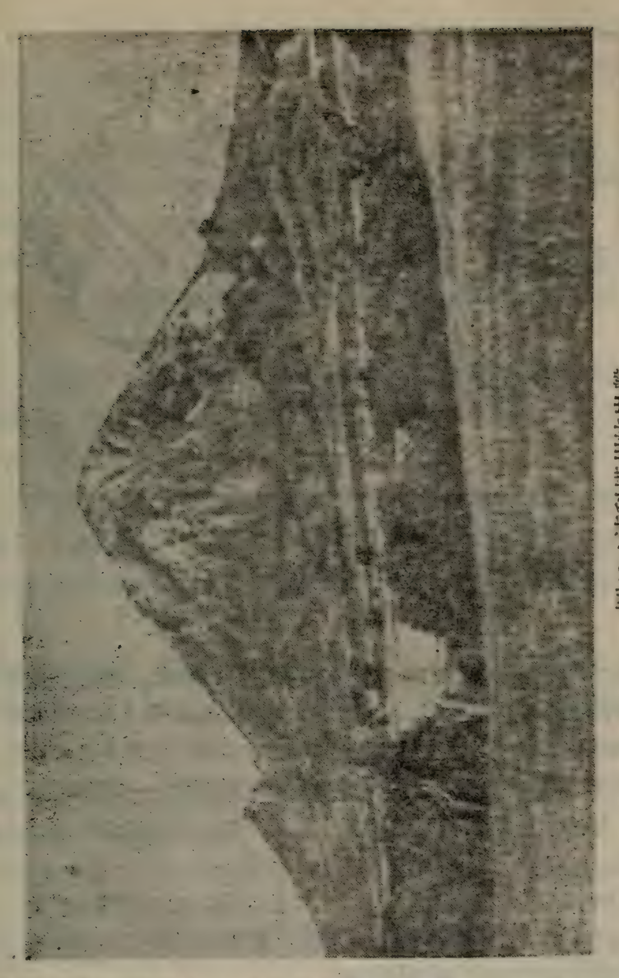


圖42. 達科塔州的岩盤

阿佐爾與夏威夷等羣島上也有此類型的火山存在，在過去的地質年代中裂隙噴溢分佈極廣。由於熔岩的大量溢出，在裂隙噴溢地區產生了寬廣的、佔有數千平方公里面積的熔岩平原。在地球表面上，熔岩平原起着極大的作用。屬於此類平原的例子有：中西伯利亞台地、亞美尼亞高地、哥倫比亞高原以及印度的德干高原。

中西伯利亞台地位於通古斯卡河流域，它爲古生代沉積層構成，在它的上



圖43．冰島構造圖
1——冰川；2——斷層；3——裂隙；4——火山

部可以看到西伯利亞深暗岩的層狀侵入體及它們的岩蓋。深暗岩流過寬闊的、割切了西伯利亞地台的裂隙網。深暗岩的分佈面積約共1,500,000平方公里。由於被割切得很厲害，中西伯利亞熔岩高原的原形現已消失很多。除去深暗岩的岩蓋以外，在這裏只剩下個別具有桌狀山形的殘餘山——石塊（камни）及寬廣的岩堆。除去中部西伯利亞地台之外，屬於熔岩高原的還有東部西伯利亞的維齊姆高地。

印度的德干高原　呈丘陵平原狀，其東部邊緣被割切得很厲害。它是由古老的片麻岩構成的，上面有深暗岩的岩蓋。深暗岩的厚度達1500公尺。它們是從白堊紀到始新世中間的時期溢出的。

亞美尼亞火山高地　是被裂隙割切爲一個個相互錯開的岩塊的山地。外圍的岩塊構成高地的邊緣，高地內部充滿了熔岩成爲高原地段及位於不同水平面上的碟狀低地。它們是在第三紀中溢出的安山玄武岩的熔岩所構成的。年代不同、互相重疊的熔岩蓋爲高達15公尺的階地所界限，後者在平地上看得很明顯。流過熔岩高原的河流挖掘了深而狹的河谷，在河谷的坡上時常可以看到玄武岩柱——它的柱狀節理。如果玄武岩的節理面裸露出來，就可以看到石質的、變得

平坦的地段（巨大的道路）。因剝蝕作用而變深了的節理的裂隙爲風化物所填充，上面生長的植物覆蓋了較低的地段，超越於這個地段上面的是破壞得比較少一些的岩石地段。

北美的哥倫比亞熔岩高原佔地約500,000平方公里。依照某些地質學者的意見，這裏的火山噴發是自始新世開始的，在距今150年前中止於伊達荷州。高原呈微波形的平原狀，爲哥倫比亞河與斯內克河的峽谷所割切。在火山噴發前，該地曾是具有强烈的交錯地形的山地。在古老的地形中的低地因熔岩的噴發而被填平。有一些未經熔岩填充的山頂升起於熔岩平原之上成爲一個個的島嶼。

除去上述的火山高原以外，因裂隙噴溢而生成的地形還有巴塔哥尼亞、愛爾蘭、內吉布里得、法爾俄羣島、冰島、叙利亞、阿比西尼亞、法蘭士約瑟夫島等地的熔岩平原。

噴火口噴發的特點是這些火山的噴發作用是通過火山中心的過道，自地面上的噴火口發生的。噴火口噴發的是多樣而複雜的。它們的性格是依火山作用之長短、强弱、噴發物的成分以及其他的原因而定。

按照舒金的意見，基於上列的種種原因，地面可以分爲下列的幾種火山形式：小火口（маар），熔岩穹丘，盾形火山，堆積錐和層狀火山。

小火口是漏斗形或圓柱形的低地，凹處貯水，其四周被由火山岩所構成的凸起（валик）所圍繞。小火口也時常沒有凸起長條。小火口的形式有的是圓的，有的是橢圓的，大小不等；直徑自226公尺到3200公尺，深度自60公尺到390公尺。

據揣想：小火口乃是雛形的火山，它們是因一次的氣體噴發而造成的。在現代按照實際情況來說，這種火山噴發的形式是分佈得很不廣的。小火口見於現代及古代的火山地區，它們有的單獨存在，有的成羣。小火口的分佈地區有：愛依菲爾、奧佛尼、什瓦布阿爾巴、尼加拉瓜、爪哇、新西蘭及加那列羣島。

在愛依菲爾有著名的、由25個小火口組成的羣，位於馬載爾和奇勒之間。這裏的火山活動發生於第四紀。小火口的噴火口有的是乾的，

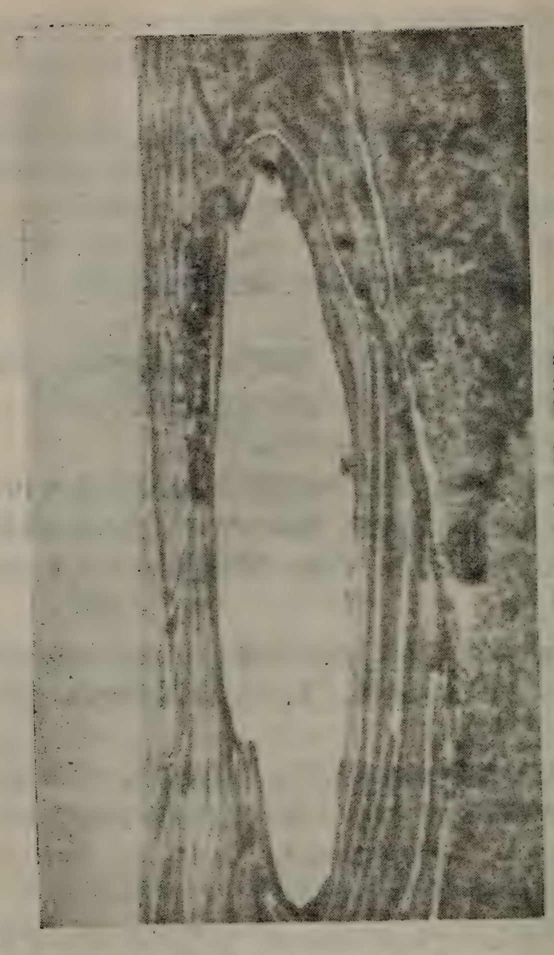


圖44．小火口湖。愛依菲爾

有的是充滿了水。它們分佈在杜恩和吉林菲爾德之間的緯線上。在奧佛尼山脈的小火口形成由 7 個噴火口組成的羣。其中有一個位於花崗岩上的噴火口，直徑爲400公尺。

熔岩（噴出的〔экструзивные〕）穹丘是火山生成物中的、分佈不廣的一種。它們發生於酸性熔岩的源地。黏結的熔岩物質被擠出而成堆（圓麵包狀），其頂部被壓平，這些高地的高度不超過400公尺。



圖45. 沃茲聶新尼亞島上分佈於火山口環中的粗面岩穹丘

屬於熔岩穹丘的例子有南格魯吉亞的套善捷彼粗面穹窿丘。格魯吉亞軍用公路上的某些火山生成物也屬於這類型火山地形。這些熔岩穹丘因破壞得非常厲害而失去了它們的本來面目。

在捷克有保存得很好的熔岩穹丘，例如捷普利茨的什洛斯堡穹窿丘高達90公尺。法國的奧佛尼山脈（薩爾空火山錐區域，鐘形火山錐區域等）也有爲世人所熟知的熔岩穹丘。

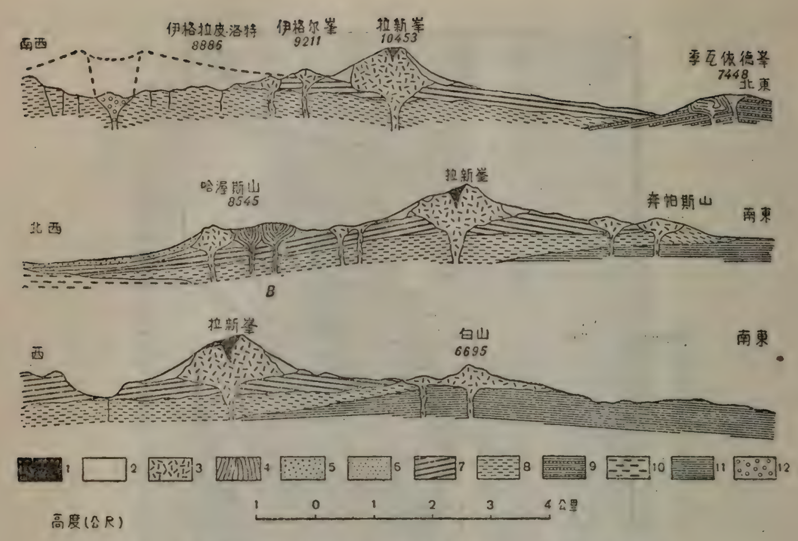


圖46. 加利福尼亞的拉新地區各種火山口穹窿區的剖面

1——拉新峯熔岩；2——岩堆；3——安山岩的和英安岩的穹丘；4——有條紋的英安岩的穹丘；5——英安岩的角礫岩；6——英安岩的浮石凝灰岩；7——自拉新峯流下的英安岩流；8——布洛其的安山岩；9——濟瓦伊德峯的安山岩；10——桌狀山；11——中部高原的安山岩；12——芮利的礫岩

在現代，熔岩穹丘也是時常發生的。在最近兩世紀裏產生的熔岩穹丘見於日本的北海道島、博戈斯洛夫和格列文克羣島、阿留申羣島及印度洋上的布爾頓島等地。

盾形火山產生於易於流動的、液體熔岩的噴發地區。它們是體積較大的、在基底上具有不太高的火山錐的火山。此類火山的坡度很緩（在 3—8° 之間）。它們的表面時常近乎水平，但時常也有升到絕對高度很大的。如夏威夷羣島中的蒙那羅阿火山高達海平線之上4170公尺。盾形火山的噴火口有的很大（如蒙那羅阿火山的噴火口直徑爲2438公尺，爪哇島的林普吉特〔ринпгит〕火山的噴口盆地直徑爲 21 公里）。在此類火山的噴火口中的熔岩，在火山噴發期間形成很大的熔岩湖。由於熔岩湖面的升降，噴火口的邊緣形成了環形的階地。由於

熔岩成分不同，在盾形火山噴發的時候，熔岩很均匀地沿山坡流散，或者冷凝成程度不同的岩流（這種情況很少見到）。後者發生於火山噴發出更酸性的、更富於揮發組份的熔岩之時。

盾形火山在地理上的分佈僅限於冰島、夏威夷羣島、波里尼西亞和東非。

冰島盾形火山的特點為在火山口周圍有由疏鬆物質構成環形凸起。據揣

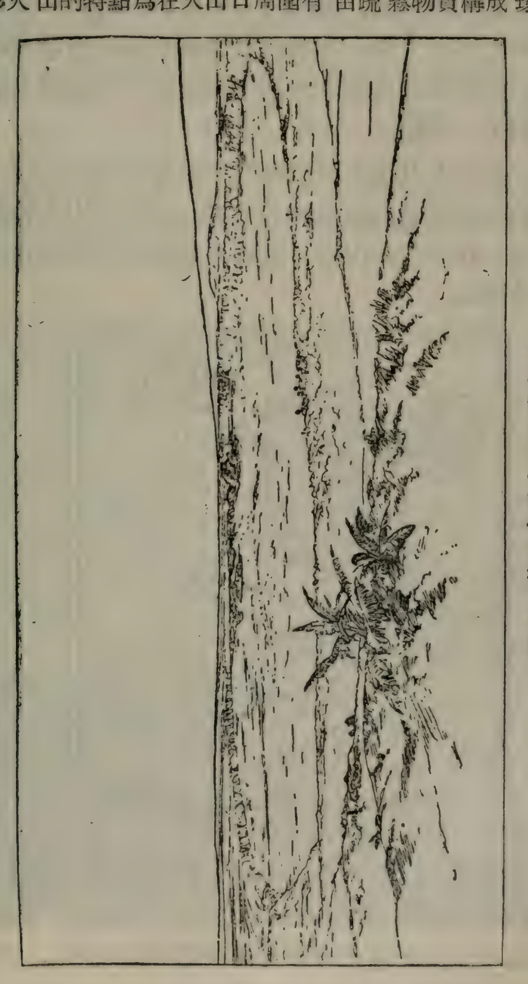


圖17. 非拉島愛火山的噴火口

想：這個凸起是在火山寧靜噴發後，由於熔岩泉把火山岩滓拋擲到火山口的周圍而生成的。很顯然，盾形火山只能在地殼斷裂處的火山作用劇烈的地區生成。

堆積錐是由鬆軟的火山生成物所構成的火山錐。它的周圍爲具有25—30°角度的峻峭山坡所圍繞。此類堆積錐發生於在致火山噴發作用中噴出大量鬆軟物質之處，由於熔岩黏度極大的結果而形成。它們的高度不超過200—300公尺。它們位於噴發中心，乃是火山附屬的或次生的生成物。歐洲最大火山——埃得納火山——山坡上的堆積錐爲本類型的一個例子。

層狀火山　層狀火山爲火山生成物中分佈最廣的一種；它們生成於噴發鬆軟物質和液體的火山產物的地方。這些火山產物成層堆積成高大的斷圓錐體。在層狀火山中，熔岩和鬆軟物質的層具有自圓錐體中央軸部向下的傾斜。



圖48. 印度德干高原火山的深暗岩蓋分佈圖

層狀火山可能很大；有很多火山超過雪線而終年積雪（圖50）。

例如：厄瓜多爾的琛博拉索火山高達6310公尺，科托巴希火山高達5943公尺，波波卡捷比特爾火山高達5450公尺，富士山高達

3758公尺（圖51）。克留契夫火山高達4850公尺等。很多死火山也達到這樣的高度，例如厄爾布魯士山高達5629公尺，阿拉拉特山高達5156公尺等。火山的相對高度是比較小的，因爲它們大部分都位於山

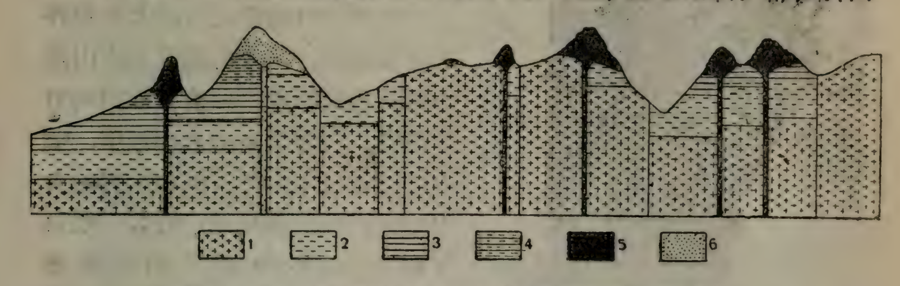


圖49．法國的利夫拉都與列柯姆特火山地區剖面圖

1——花崗岩；2，3，4——漸新統；5——玄武岩和鹼性玄武岩；6——馨岩

圖50．科拉茲火山的山錐

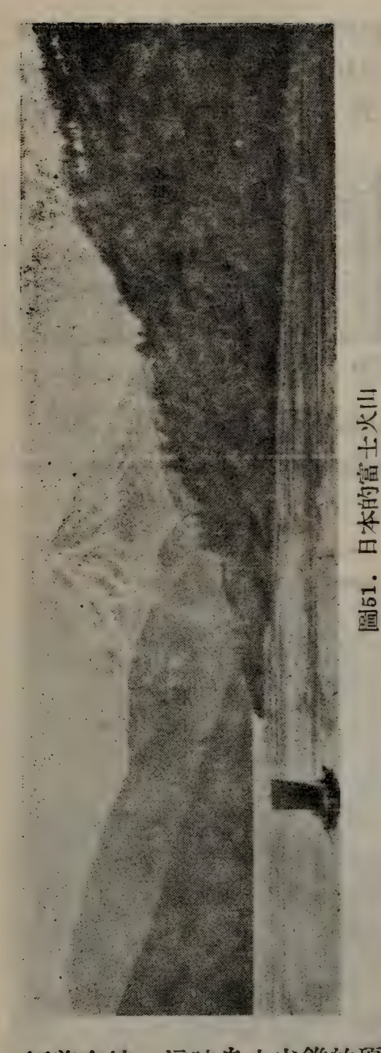


圖51．日本的富士火山

脈的石基之上。例如位於火山高地之上的墨西哥火山錐及高加索火山即是。

成層火山的噴火口的大小和外形非常易變，主要依照構造火山錐的鬆軟物質的成分和噴發作用的力量而定。在非常高的火山錐中，噴火口通常是不大的。例如埃得納火山噴火口的直徑爲527公尺，厄瓜多爾的庇欽其火山噴口的直徑爲1600 公尺。某些火山的噴火口極大，例如堪察加的火垣（Горящий Вал）火山的噴火口直徑爲7公里。日本阿蘇火山的噴火口直徑爲16公里，這些大的噴火口（大火山口〔кальдера〕）常常成爲巨大的熔岩湖。

層狀火山的噴火口在其活動過程中時常改變自己的外形。當噴火口破壞時，就發展成大火山口，這是具有不平的邊緣的低地。大火山口時常因爆裂及崩塌而生，並且於噴火期間經過冲刷而生成。在死火山或處於長期休眠狀態的火山上，冲刷作用不僅刻切着噴火口並且刻切着山坡。這時自火山錐的頂部以至山麓便發生了放射狀的溝系——辮狀細溝（барранкосы）（圖52）。經過漫長的歲月，冲刷作用能把整個火山錐破壞，這時在原來是火山的地方只留下充塡通道的岩漿岩脈。

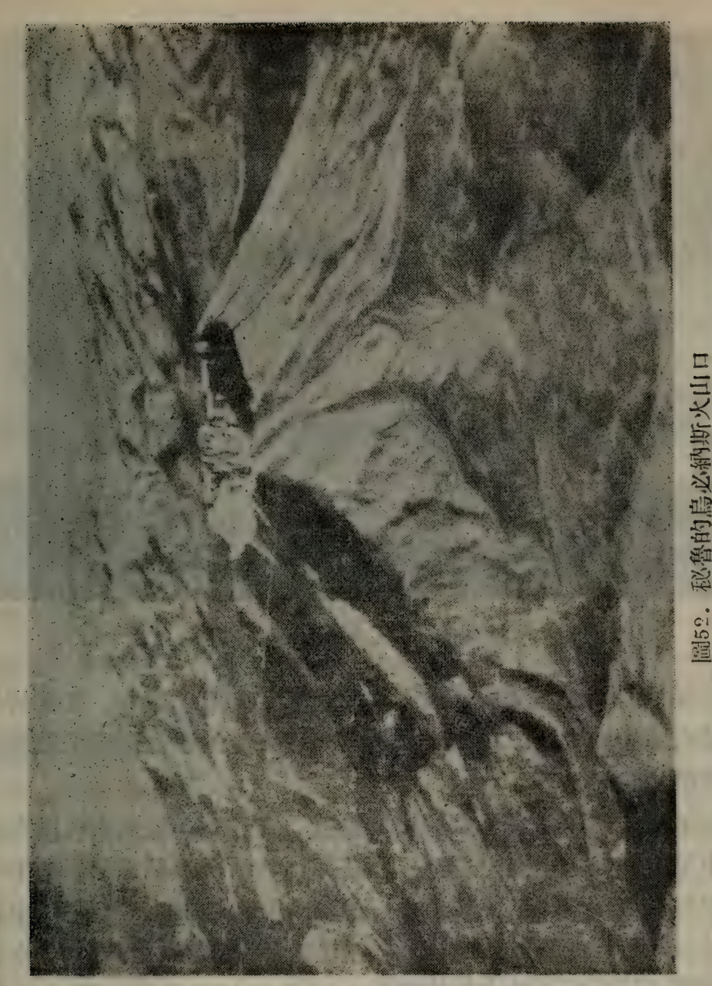


圖52. 秘魯的烏必納斯火山口

火山約高於海平面5000公尺。在山坡上可以很明顯地看到箭狀細溝

從層狀火山中噴出的熔岩流凝固於火山坡上，有時也能到達山麓。這種熔岩流地形是複雜的。溶岩在流動的過程中凝固起來，在表面上蒙上一層岩渣殼，岩渣殼在溶岩噴發初期因流動而迸裂成碎塊；以後岩渣殼逐漸變成整塊的覆蓋物，在這個硬殼下溶岩就好像在管子裏一樣地流動。在這種情況下，如果在已經凝固的表面上有液體的溶岩

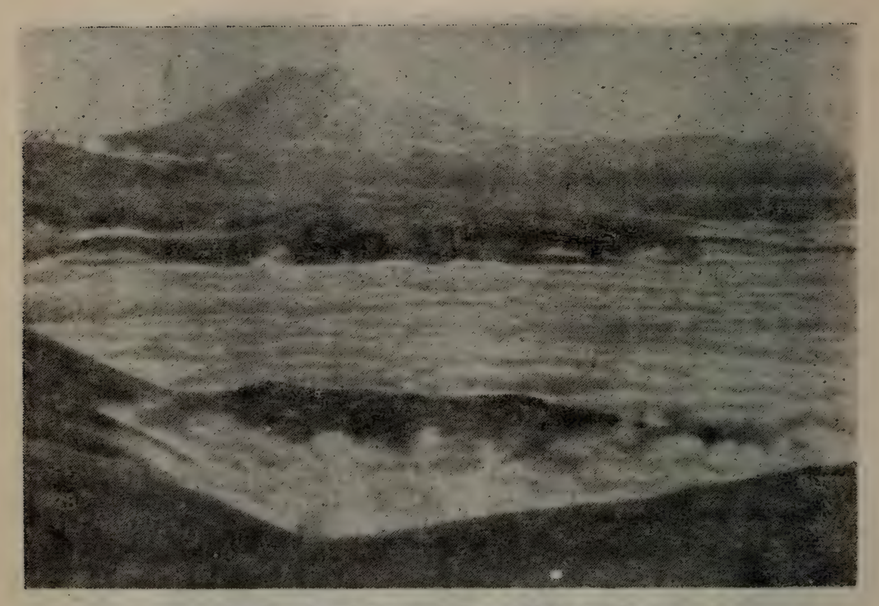


圖53. 厄爾布魯士山（維諾格拉多夫攝）

流過就會保持岩流的痕跡而形成帶有波紋的"捲毛"熔岩。玄武岩的熔岩流就有這樣的表面。在熔岩氣貫穿熔岩渣殼的地方形成了疏鬆物質管狀堆積的噴氣孔。

凝固的酸性熔岩面爲雜亂的岩塊堆積。熔岩的凝固形態可以在現代的火山及古代的火山區中看到。如在高加索的卡茲別克熔岩流中有保存得很好的塊狀熔岩。在德聶伯一頓涅茨凹地的古生代熔岩流中保存有波紋面，這樣的波紋面並且見於被運到羅慕納城附近依薩切克村的複雜的鹽地構造面上的大塊綠輝岩上。

火山的地理分佈 在地球上火山噴發的中心是單獨地或成羣地分佈，它們時常位於寬廣的火山區域中。在成羣排列的火山中噴發的中心也是並排排列的。這些火山的中心地反映着地殼斷裂的方向，火山即在這些地面上。火山地區也位於地殼的一定的構造地段（圖54）。

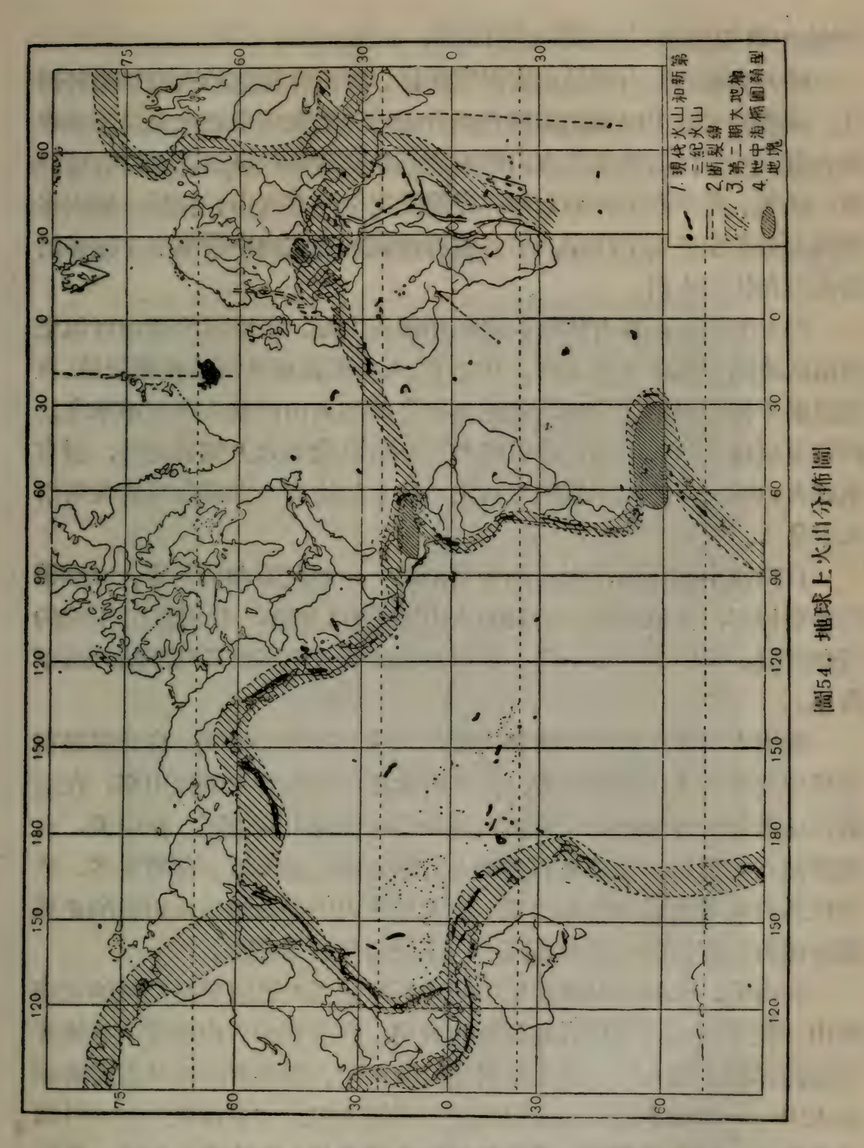


圖54. 地球上火山分佈圖

在火山的分佈情況中可以看到以下的特點。在420個活火山中有 275個位於北半球，有155個位於南半球；此外；其中有 336個火山中心位於太平洋海盆，

其餘的94個火山集中於印度洋大西洋地帶。

絕大多數的火山源是在海岸或洋岸。離海岸極遠的火山是屬於例外。這種例子有中國東北和維齊姆台地的休眠火山或死火山以及東非的火山。不過在這些地方火山的中心也是在青年的斷層區是沒有疑問的。歐洲、非洲和美洲的大西洋岸幾乎完全沒有火山。相反，絕大多數的火山集中於太平洋岸。另外值得注意的是在地中帶集中了很多的活火山和休眠火山。

在太平洋地區具有休眠火山源和活火山源，根據這些源地可以把火山區域劃分爲以下的方向。在北方,火山區域起自阿納德爾低地,自此經過分佈於開斯闊克夫河和納爾遜島間的火山而進入阿留申羣島。阿留申羣島上的火山活動非常劇烈。在這裏除去水上噴發之外，還有水底火山噴發，因此形成很多火山島嶼（如格列文克羣島及博戈斯洛夫羣島）。

自阿留申羣島起，火山源分爲兩帶——亞洲帶和美洲帶。亞洲帶自勘察加起，在這半島上已知的火山源約有130個，分別處在不同的活動階段。再向南些爲千島、日本及菲律賓火山區與馬利亞納火山羣島弧。

美洲火山帶起自阿拉斯加，自此向美洲西北部伸展。自此經過英屬哥倫比亞的火山間斷地帶，在喀斯喀德山分佈着大的火山羣，在這個山地裏包括哥倫比亞大火山高原和墨西哥火山高地區。在中美，火山活動異常劇烈。在這裏有爲世人所熟知的危地馬拉、薩爾瓦多、尼加拉瓜和哥斯達黎加等火山羣。在太平洋火山帶及地中火山帶的交界處分佈着極劇烈的火山噴發區——小安的列斯羣島區。

在南美，大的火山活動集中於自哥倫比亞至巴塔哥尼亞間的安第斯山。在這個地域內只有秘魯沒有火山、在南美的火山地帶中分佈着有南設得蘭羣島火山、路易菲利浦地的火山。在這方面並且還有南極的火山——如維多利亞地海岸的愛列布斯火山。太平洋環（кольцо）爲成群的火山羣島所閉鎖。很顯著的火山活動見於斯哈烏琴羣島、達姆庇爾、新幾內亞、路易西亞答、聖大克盧斯及新赫布里底羣島。

地中火山地帶自中美起經過安的列斯、阿佐爾、加那列等羣島和佛得角羣島以至地中海和南歐。在歐亞大陸地中帶內有大量活火山與休眠火山。這些活火山與休眠火山分佈於沿着緯度伸展的幾個火山地區。在新生代中，在分佈有很多的噴火口的愛依菲爾、奧維爾尼等地曾發生過極强的火山活動。

地中海是現代火山活動劇烈的地方。這裏的火山源分佈於構造沉

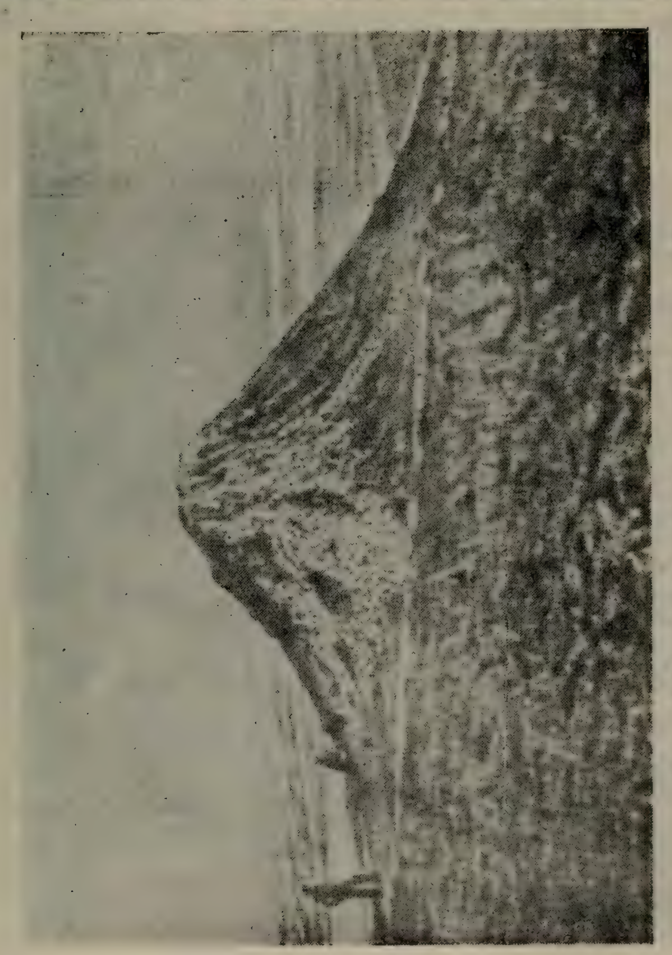


圖55. 塔曼尼亞半島科拉別托夫山南坡上的寄生泥錐

降地區邊緣。自此向東，在亞美尼亞地方亦曾有火山作用發生，這裏保存着極多的、極大的火山錐。他如阿剌伯、伊朗西部及印度亦曾有激劇的火山活動。在這個火山地帶中還有育空、緬甸和孟加拉灣等火山源地。在地中火山地帶中分佈着蘇門答臘、爪哇和小巽他羣島。

6. 外火山地形

除去噴發地殼深部岩漿產物的火山以外，地球上還有一種現象，

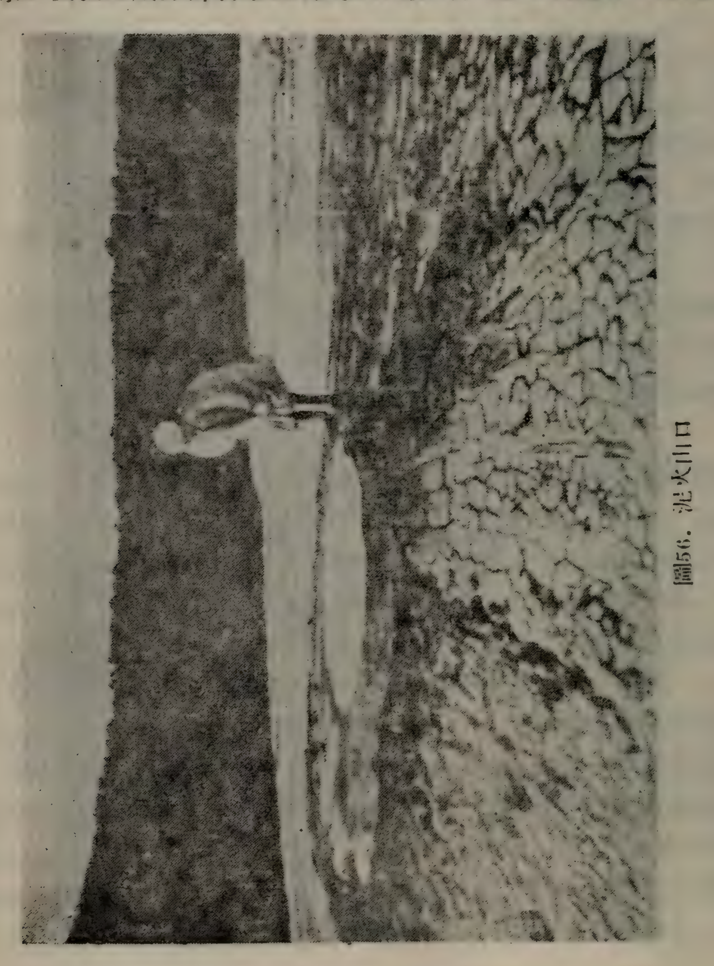


圖56. 泥火山口

它的作用像火山，但是它的噴發物的性質與火山不同。

眞火山，或者說內火山（эндовулканы）是噴發岩漿物質的產物。它們和地質構造及地殼深部物質的成分具有一定的關係。此外另有一類火山噴發泥和水，這就是外火山（экзовулканы）；屬於此類火山的有泥火山和間歇噴泉。

泥火山（小泥山）是由鬆軟物質構成的，高度在 300—400 公尺之間的、不大的圓錐體。它們的斷錐頂部有圓形而面積不大的洞——

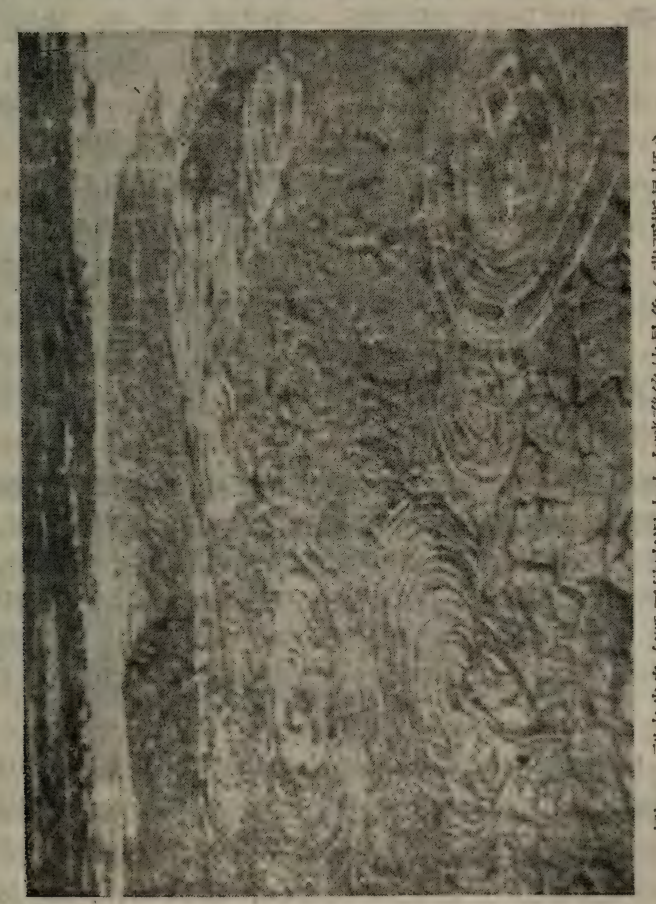


圖57．列赤半島佰爾干納克泥火山在噴發後的景象（貴爾斯曼攝）

火山口。火山口裏充滿了水和泥。當火山口充滿泥漿的時候，自泥漿中泛出很多的氣泡造成填充於噴火口的物質沸騰的景象（圖57）。

在噴發過程中，泥火山和眞火山一樣地噴出液體和氣體的產物。自泥火山中噴發出來的液體產物通常是鬆軟的，或者是砂質的被水冲稀的物質，中間也摻雜着構成泥火山的、基底的岩石碎塊。這些自泥火山中噴發出來的物質在潮濕的時候顏色是暗黑色的。當乾涸的時候它們就變淡，並且時常覆蓋着褪色鹽。在它們的氣體產物中有各種的碳氫化合物，主要是沼氣及碳酸氣、一氧化碳、氮、氫、硫化氫等。

泥火山時常可以看到；從地理分佈上可看到一定的規律性。有一種泥火山集中於現代的火山區域中，這種泥火山乃是一種變形的噴氣孔，含蓄於其中的氣體穿過蓄水地層，挾持着泥漿而鑽到地面上。南歐多此類火山。如摩登納附近的沙蘇阿羅火山頗似普林尼火山。屬於此類的還有西西里、中美、冰島、新西蘭、爪哇等地的火山。

另外一類泥火山在遠離眞火山及南部火山地帶的地方。它們通常併列於背斜的彎曲部分，它們的分佈和褶皺構造一致。這類泥火山在塔吉斯坦、塔曼尼亞半島和刻赤半島分佈甚廣。在濱裏海的含油地區有很多的著名的泥火山；而在阿普舍隆半島、捷列金、奇基什利亞爾城和聶夫捷達格等地，此類泥火山尤多。

聶夫捷達格爲一高原狀高地，相對高度約70公尺。高地由阿普舍隆及巴庫斷裂沉積層組成；按卡利茨基稱，在短軸背斜中高地爲無數斷層所裂碎。在高原上有頂部帶有凹地的火山錐。這些火山噴着氣體，有時賓出不帶水的、濃的石油。沿着斷層有泥漿噴出，也就是含有鹽質的溫泉。在奇基什利亞爾城附近地區，泥火山頗有代表性，這裡阿克巴什拉克（白丘）火山是陡側的斷圓錐狀。據卡利茨基描述稱阿克巴什拉克火山頗似維蘇威火山的米尼阿久列火山錐。

除去上述地區以外，泥火山並見於崙地及奧爾斯克地區等地。

上述的泥火山羣與聚積於背斜構造的油田有關。沿着斷裂線自地殼深處噴出的天然氣是泥火山的噴發作用力的源泉。所以現今泥火山的存在可以說明兩點：一個是當地的地心中可能聚積着石油，另外一

點是當地有斷裂帶或脆弱地帶，由這裏迸出氣體。

泥火山噴發也見於大河的三角洲中，如印度河三角洲、布拉馬普得拉河、長江和密士失比河等。這裏的泥漿噴發是因爲聚積於三角洲沉積層有機物質分解而產生的氣體向外迸出所致。

在上面所述的三種泥火山類型中，最值得注意的就是它們和油田有關係。分佈於背斜構造封閉部分的泥火山，說明了因石油的氣體產物的力量而被帶到地面的物質的運動。而石油氣體產物的存在又說明了石油地區深處的物質的運動。最後，在火山作用中地殼深部物質的垂直上升達於地表並且直接說明了上升的移動，在它們的周圍地區火山現象很集中。

7. 鹽丘構造地形

在地球的地形中，鹽丘構造祇具有從屬的意義，在地貌學的課程中，通常甚至不論述鹽丘構造地形。

鹽丘構造卽地殼可塑物質構造，食鹽和石膏即屬於可塑物質。發生這種構造的力是由地心的重力決定，有時是由地殼運動決定。前者發生於沉降地區，在這些地區裏岩層被覆蓋於厚層沉積物之下。如果後者的厚度超過600公尺， 鹽類物質在垂直的壓力影響下就變成可塑性，就開始被壓擠出來，“流”到地表，鑽入地殼的上層。這種運動可能停留於相當深度，在該地聚積成鹽質團塊，或者鹽份達於地表而形成一定的地形。當地殼發生切力的時候，可塑的鹽類物質常因後者而發生移動。這時鹽丘構造成爲褶皺的從屬物，鹽體物質集中於短褶皺帶，主要在背斜部分，在這裏時常會發生特殊的構造——上衝鹽核（ядра протыкания）。

可塑的鹽類物質的形態是非常複雜的。通常鹽體成鹽株或鹽柱，具有各種不同的陡削面。鹽體聚積體的厚度沿鹽塊垂直線量則達數百公尺，所以它們的底部通常是埋藏得很深的。在鹽層下的地層頂部常呈鞍狀升起，形成具有不同傾角的兩翼的背斜褶皺。這些鞍常因鹽塊的壓力而破裂，這些裂口(大部分都不大)是鹽丘構造地區所特有的。這些因鹽塊或其他可塑物質(硫磺，煤等)的垂直上升壓力而破壞的地

層，時常很明顯地表現在地形上而具有地貌學的意義（圖58）。

從形態上來說，鹽丘構造是較臨近地區高出數十公尺的、穹窿狀的高地。高地直徑有數公里長，其短軸有數百公尺長。它們的外形是橢圓的、延長的、很小是正圓形。它們的坡面通常較平緩。

在地貌學上表現得很明顯的鹽穹地域，在蘇聯著名的有德聶伯河

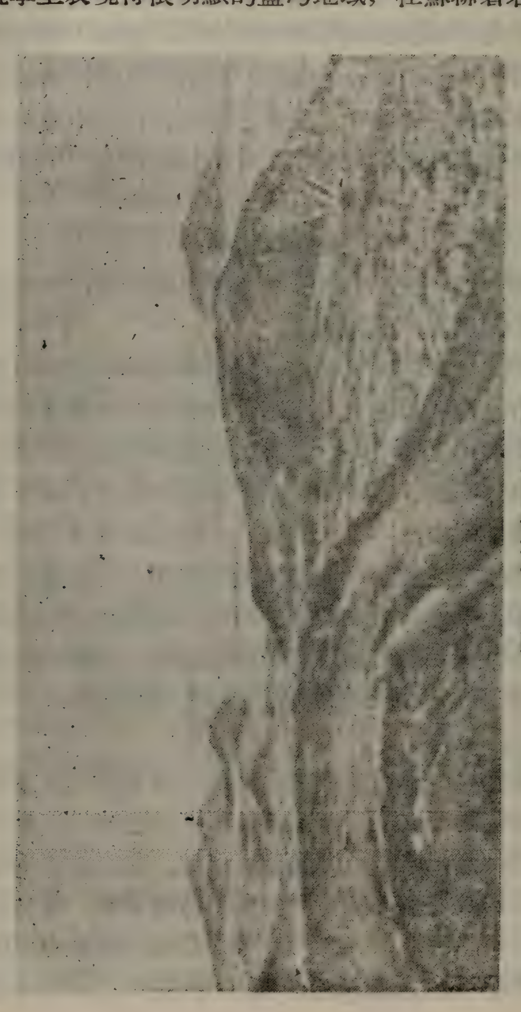


圖58．卡拉巨姆的硫磺丘
丘的相對高度約70公尺

頓河凹地、恩巴盆地、南塔吉克斯坦、北西伯利亞、烏拉爾附近等地區。在喀爾巴阡山脈東部附近地區有具有鹽穹地形的廣大地區。

在德聶伯河頓河凹地中，在盧布內和羅姆內城附近，鹽穹表現得很明顯。在距盧布內30公里的伊薩契克村有一個著名的伊薩契克鹽丘。這個鹽丘順着東西方向伸展，長3.5公里，丘的寬度約爲1.5公里。這個鹽丘有兩個頂——西邊的和東邊的，中間爲不深的鞍部所隔開。鹽丘的相對高度約爲60公尺。羅姆內附近的鹽穹在地形上不像前者那樣顯著，當地人都稱它爲"瘰癧山"。平原地區的鹽穹大體上都是與上述相似。

除去上述地區以外，具有鹽穹地形的還有墨西哥灣沿岸，那裏的鹽穹高達5——50公尺，直徑約2公里。同樣的生成物也見於德意志北部。

在褶皺劇烈的地區，鹽丘構造祇有在當鹽因受冲刷而呈露的地方出現。具有這樣地形的有南塔吉克斯坦（庫里亞巴城旁）、恰得鐃附近等地。另外，喀爾巴阡山脈、阿爾卑斯山脈，在西班牙、巴勒斯坦，阿剌伯半島西南部等地具有很多因冲刷而割切的鹽穹。在這些地區的地形構造中，這些鹽丘構造具有極大的意義。

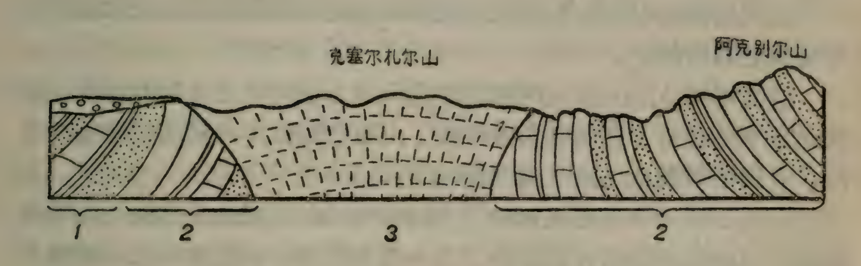


圖59．費爾干納的克塞爾扎爾的鹽穹剖面圖

1—第三紀褐色岩系（審校者註：原文係неогеновая буря свита，буря恐怕爲бурая之誤，故暫按бурая譯）；

2—老第三紀——新第三紀含石膏岩系；　3—老第三紀含鹽層

8. 大陸構造地形的地理分佈

上面我們已經詳細地論述了各種構造地形的類型和它們成因的相互關係。據此我們可以明顯地看出：（1）平原地形分佈在陸地寬廣的面積上，在大陸的底部有具有沉積水平層構造覆蓋層的地盾和地台的堅硬物質；（2）階梯地也是屬於同樣的構造類型。在這兩種情况下使地形變得複雜的因素就是個別地段的垂直方向的移動，個別地段構成平原地區的各種不平地形。

平原和階梯平原的特點爲它們高出洋面不多。在測量高度上它們可歸納爲兩個階段：低平原和高原。也有很少的平原，它們的平面上升到距洋面很高的地方而形成了面積較大的台地。台地在地理上的分佈和低地的分佈情况不同。如果低地形成了面積寬廣的、平坦的陸地，那末台地則是在山脈之間佔有的地區。這可以很明顯地由伊朗台地、西藏、塔里木台地、烏塔台地等的分佈情况中看出來。最後，最高和最複雜的地形位於褶皺及褶皺覆蓋構造地區，這些地區並摻有火山地形。在赤道附近的地球隆起地帶及太平洋邊緣地區，在地表的基本地形空間位置（構造地形如低地、台地、山脈）中，可以明顯地看到褶皺構造地形之存在。

在大地構造學和地貌學上的主要問題就是褶皺地貌區在大陸上的分佈與它們的歷史。

研究褶皺地區的較先的學者認爲山地是單向壓力作用的結果。某些地質學者發展了這個概念而獲得了山系在山區中的構成和分佈的理論。它們把褶皺建造區分爲三個類型：

1.東亞型——這是弧形的、彎曲的山脈。弧的突出的一面朝向海洋。弧的內側包括有同樣的、大小差不多的扇形窪地和海洋盆地。這些建造區的西側之弧互相交叉。這些弧形的山脈的成因可以解釋爲方塊地殼向太平洋海淵滑落的結果。

2.美洲型——這是幾乎平行的科迪勒拉山（非弧形山）所構成的褶皺山脈。在這些山脈的內側並沒有窪地和海盆，它的成因可以用魏格納爾的理論來解釋。

3.印度歐洲型——這是無一定方向並且與海洋無關係的山脈。這些山脈的成因是由於以往地質年代繼續下來的、複雜的地殼運動的結果。

福爾馬利葉在褶皺構造的分佈情況中看到了對稱的規律，這個規律表現在沉積物堆積區與破壞地區的分佈情況中。它分出了三個對稱的面，其中有一個是近南北方向分佈的，其他兩個與赤道斜交，每個面內都有第一級的及第二級的對稱。福爾馬利葉認爲主要的南北向對稱面就是太平洋帶。這個帶起自北極，相當三個地盾：——加拿大地盾，波羅的海地盾和西伯利亞地盾。對稱軸就是位於其間的大西洋對稱軸，烏拉爾印度對稱軸。

在東西方向，對稱軸與安的列斯羣島、地中海及歐亞大褶皺構造帶相當，這一帶的兩端與太平洋褶皺環相聯結。福爾馬利葉注意到東西方向的對稱面與赤道並不一致，這也就說明了在非洲有大斷裂存在。福爾馬利葉認爲在地球上構造形態的分佈中有對稱現象的想法，在大陸聚集於北半球，而南半球則有大斷裂存在的這種已知事實被確定這一方面來說是很有意義的。不過這些現象的主要原因仍然還沒有充分說明。同時我們需要特別提出的，就是在太平洋深淵和陸地的分佈情況中存在幾何對稱性是不可能的，因爲地球外形本身不是一個規則的幾何體。

現代地形是一個構成表面地形的、年齡不同的起伏面。依照地球表面的外形，我們可以判斷出起伏面的年齡、成因、成分與空間位置。然而關於上述種種本質的準確材料，主要還是要用地質學的研究方法來確定。

在實際判斷中，這就是說，地形的構造形態可能具有不同的年齡，所以應該看成不同的地貌類型。從歷史上講，組成情況互不相同的、不同地區的山地地形在高度和外貌方面可能是相似的，在地理分佈和構造地形發展的一般情況中，包括着不同年代的組合成分的乃是個別的現象。這些組合成分有時在地貌學上成爲一個整體——如褶皺山、褶皺覆蓋山等。在近期的構造地區中，山脈的分佈和構造是一致的。但當構造地區經過長時期的變化以後，地表面的地貌就是因剝蝕的破壞作用而在構造地形上形成的次生地形。所以發展時間的因素也和地質構造一樣能在地貌上表現出來。細緻研究地形完全可以確定它

的發展歷史，並且可以說明地殼各個地區的、構造地形的不同的特徵。

在地球上的褶皺和褶皺覆蓋山地的分佈有其一定的規律：它們形成了歐亞大陸的地中區地帶及太平洋地帶。前者佔有地中地區，後者圍繞着太平洋沿岸。

這些山嶽地帶的特徵各不相同。地中區山嶽地帶近乎東西向分佈。這個山系佔有較窄的面積爲寬廣的山間凹地所隔開。這些凹地在充滿冲積物的時候，它們的地形就變成了平原。凹地最深的部分是湖盆或內陸海。所有凹地都近乎東西向伸延，分佈於山嶺之間。山嶺迂迴於山間凹地之中，根據這點我們可以推斷：凹地構造和圍繞着它們的山脈的年齡是相同的，並且在發育中是互相關聯的。在整個地中山帶內這樣的凹地是很多的。

在典型的地中山區（圖60）內山地是圍繞着凹地分區而分佈的：如圍繞着盤昂、倫巴支、多瑙河下游和卡夫爾等地爲冲積物所填充的凹地。也有一些凹地成爲地中地帶的海區：例如利古利亞海、第勒尼亞海、亞得里亞灣、伊奧尼亞海、塞普路斯和黑海等凹地。庇里牛斯半島大約也有爲沉積物所充填的構造凹地。有些對新的山地的分佈有影響的陸塊（法國中部及瑞士）和塊狀山（佛日山脈，黑森林山脈）在構造上是和凹地相近的。現在所有的地中海造山帶的山間凹地在構造上說是很活動的，關於這點可以從地中海區某些地塹富於地震與火山作用來證明。

在伊朗山區的凹地中也可以看到同樣的情況。這裏的山脈也和阿爾卑斯地區一樣，佔有較窄的面積而迂迴於廣闊的山間凹地之間。在凹地中比較大的爲：南裏海、下卡拉庫姆、伊朗及法拉赫等凹地。除去南裡海凹地以外，其餘的凹地都爲冲積物所填充。裏海凹地即裏海的南部。

亞洲中部寬廣的地區也很準確地具有上述同樣的情況：近乎東西走向的山間凹地分佈於山脈的複雜的分歧之間。在凹地中比較大而著名的有：費爾干納、伊塞克庫爾、穆雲庫姆和巴爾哈什等。其中巴爾

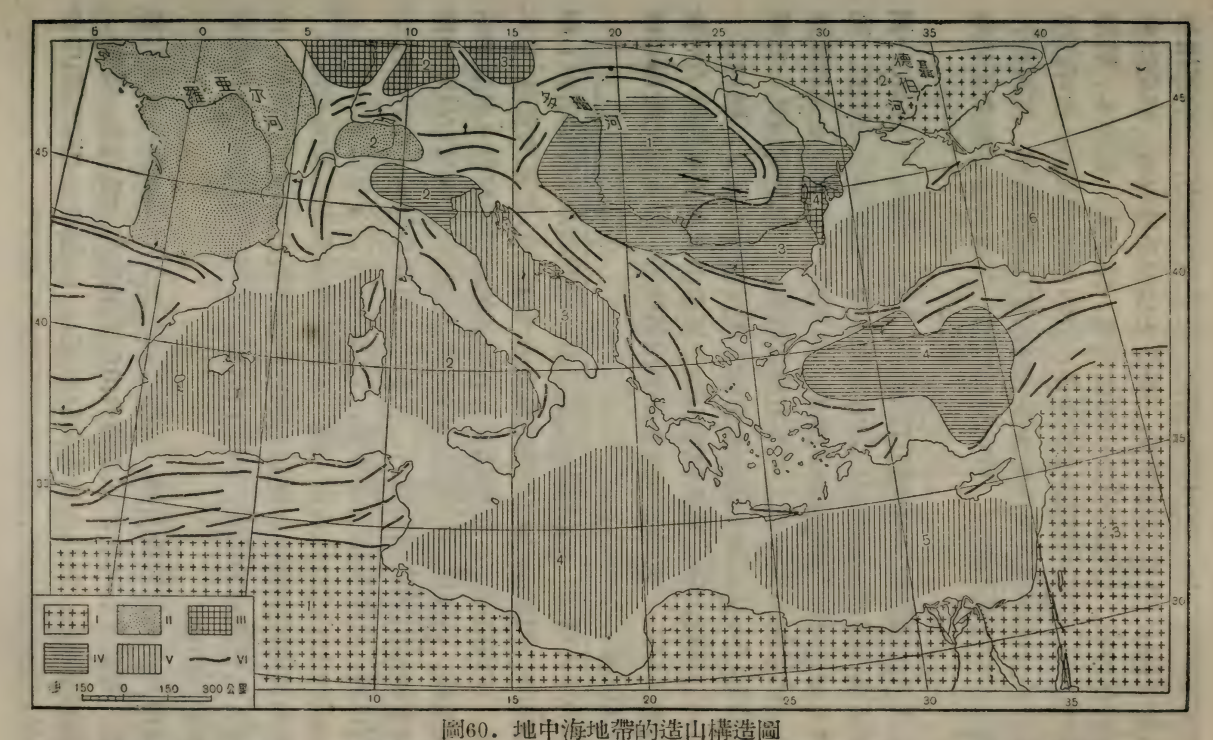


圖60．地中海地帶的造山構造圖

I地台平原；1—非洲；2—俄羅斯南部；3—阿剌伯；　II山間陸塊；1—法蘭西；2—瑞士；　III古老的塊狀高山；1—佛日山脈；2—黑森林山脈；3—波希米亞；4—多布魯札；　IV山間平原；1—盤昂；2—倫巴支；3—下多瑙河；4——塔夫爾；　V山間海洋凹地；1——利古利亞海；2——第勒尼亞海；3——亞得里亞海；4——伊奧尼亞海；5——塞普路斯；6——黑海；　VI山脈

哈什和伊塞克庫爾一樣，是山間的湖盆。在更東的地方，在中亞細亞（圖61）龐大的山系包括着寬廣的、高高升起的平原台地，形成亞洲內陸河的分佈地域。這就是位於山間的西藏、塔里木、柴達木、鄂爾多斯和戈壁沙漠。在這裡應該注意的是：這些山間地區的年代可以很容易根據這些地區中廣大平原的水平岩層的年代推斷出來。在西藏和戈壁我們看到中生代的平原，自中生代以後，這兩個地方從未低於海平面。

從上列造山運動程序中我們可以看到：歐亞大陸的山地形成一個完整的平面圖，這個平面圖可以在山脈和山間平原的結合追溯到。同樣的結構圖也可以在 山間凹地的輪廓中追溯到， 這些凹地是呈橢圓形，其凸出部分朝向南南東，在東方稍微收縮。可以肯定的是：山間凹地的面積愈巨大其周圍山地也愈宏偉（高及長兩方面）。關於這一點我們從興都庫什山脈、喜馬拉雅山脈、崑崙山脈和西藏等例子中就可以看出來。另外一些直線伸延不長的山間凹地，則多爲比較短而峻峭的山地所圍繞。

上述的地殼構造，可以更向東追尋而在亞洲的太平洋岸看到（圖62）。這裡的山間凹地是大陸邊緣的海——白令海、鄂霍次克海、日本海、黃海、中國南海等。這些都爲具有顯著的地震活動與火山活動的山島弧所圍繞。該地區地形次要的特點就是圍繞着島嶼弧有很深的凹地。島嶼弧的凸出部分朝向東方，在本地區內就是朝向太平洋。除去亞洲海岸以外，在中美也有島嶼弧，它們的凸出部分也是朝向海洋。這裡和亞洲的太平洋沿岸地帶一樣，有頻繁的地震和活躍的火山。

地震和火山區的地理分佈是由本地段的地殼發展階段決定的。地震區分佈於具有凹地的地方；而火山活動只分佈於那些處在海洋的發展階段中的凹地間。

從這種角度來看地貌特徵，我們可以看到太平洋地區內有很有意義的特徵。有很多有時發生强烈的火山作用的海島分佈成爲一定的、具有圓弧的拋物線，其凸出的方向朝着東南。大部分是島嶼弧集中於南北緯20度間的熱帶地區。在這裡我們看到幾個類型。

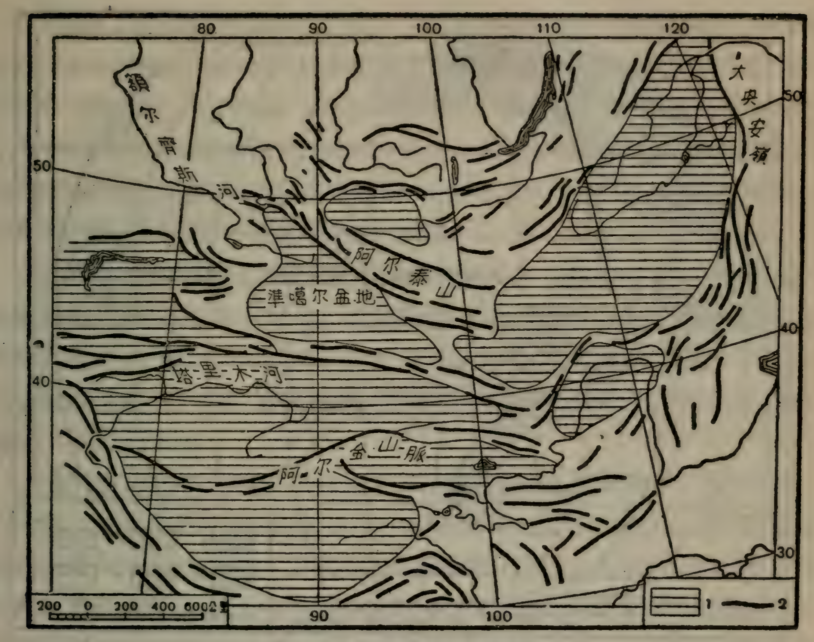


圖61. 中亞細亞造山構造圖

1——山間凹地與台地； 2——山脈

歐亞大陸型或緯線型褶皺覆蓋山地的特徵爲:

（1）山脈的走向近乎東西方向，山地面積狹窄;

（2）具有處在不同地貌發展階段的山間盆地（自內陸海盆或邊緣海盆、湖，以至於山間平原和高原）。

緯線型的山地於一定的自然地理條件下發育，這在太平洋西部可以看得很清楚。這裏的特點爲具有被島環與大洋隔開的邊緣海，島環的位置呈拋物線狀，其凸面朝向南方或東方；這些島嶼位於洋底的凸起部，其四周爲深海。與大洋隔離了的海具有中等的大洋的深度，並且處在沉積充填過程中。圍繞着邊緣海的島嶼的特點是具有活躍的火山作用，這些火山作用大都集中於軸部。在產生火山島的軸部都是岩漿生成物。

如果我們想像一下高出水平面的太平洋的東亞部分，則在我們面前可以映出顯明的山系與山間凹地，這些山系和山間凹地就和我們在現代的阿爾卑斯型

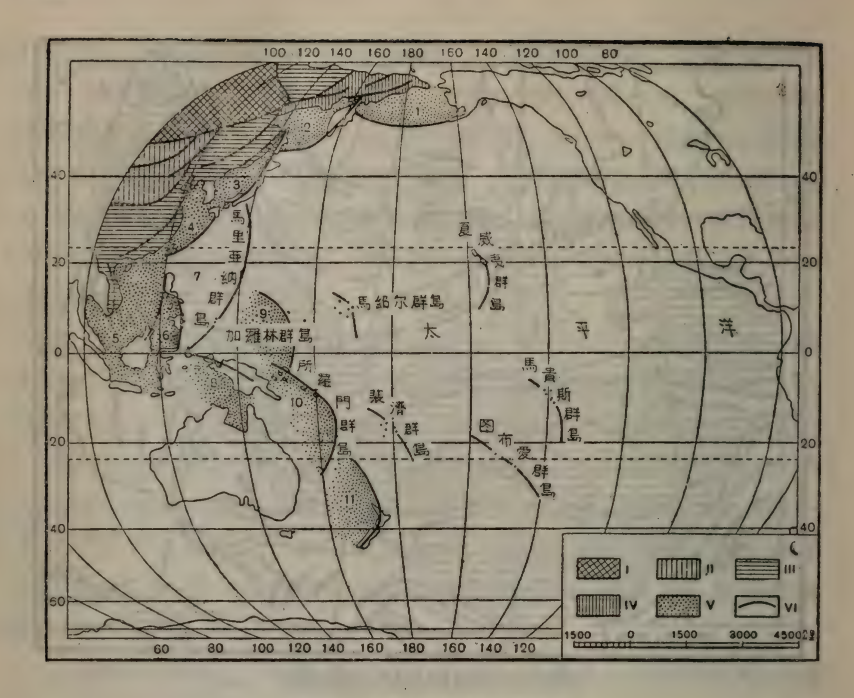


圖62. 太平洋的造山構造圖

Ⅰ——前寒武紀的亞洲基底；Ⅱ——古生代（中生代的大向斜）；
Ⅲ——中生代（第三紀的大向斜）；Ⅳ——後第三紀及第四紀的大向斜；
Ⅴ——現代的大向斜；1——白令海大向斜；2——鄂霍次克海大向斜；3——日本大向斜；4——中國東海大向斜；5——中國南海大向斜；6——菲律賓大向斜；
7——馬利亞納群島大向斜；8——亞拉佛拉海大向斜；9——加羅林群島大向斜；
10——珊瑚海大向斜；11——塔斯馬尼亞島大向斜；Ⅳ——大向斜的浪頭

山地所能看到的情形一樣。因此，我們可以揣想：形成阿爾卑斯山地的原始情況就和我們所能看到的內陸海、山間海及邊緣海等的情況是一樣的。所以，我們應該把太平洋西部看做曾經經歷過海的發育旋迴的原生的大向斜。除此以外，我們在寬廣的太平洋地區可以看到新的大向斜——遙遠的將來的造山區——是怎樣開始形成的。

在說明了大向斜的原始情况以後，造山的機械作用就不再是懸而未決的問價了，依照這樣的山嶽地帶形成的觀點，山間凹地乃是原生平原，也就是古昔海底一個地段，在其界內，沉積物的沉積層具有完整的或破壞得很輕微的層面。凹地曾經經歷過發育演化的過程，由海盆、邊緣海經過半閉鎖的內陸海、閉鎖的湖泊而最後變成被沉積物所充填了的山間盆地。在歐洲大陸的山地中，我們可以找到這些處在不同發育階段的形態。

第二類型的褶皺和褶皺覆蓋山地是沿南北方向分佈的，它們的分佈較歐亞大陸型山地小得多。依照地理上的特點，這類山地可以叫做西部美洲型或子午線型。西部美洲型山脈和上述自東方圍繞着歐亞大陸的歐亞大陸型山地，在地理的特徵方面的特點是美洲大陸和太平洋構成了西部交界線。

這個造山類型的特點是所有山脈皆沿着直線走向而平行分佈的，各山脈互相緊貼而分隔成狹窄的、被壓縮得很厲害的低地，在這些低地間有縱向的河流通過。屬於西部美洲型山地的、比較明顯的例子爲南美的科迪勒拉山脈，它包括三個平行的山地，就是西科迪勒拉山、中科迪勒拉山和東科迪勒拉山。在西部美洲型山地中，山脈的走向是和海岸線一致的。海岸的輪廓反映了山脈的位置。同樣的山脈分佈情形也見諸於北美（育空，英屬哥倫比亞等）。

在西部美洲型山地中很難看到山間平原，這裡的山間平原是比較古老的構造，在地貌和構造方面與其周圍的山地具有顯著的差別。屬於這種類型山間構造地形的有高台地地區（俄勒岡州、內華達州、猶他州）和墨西哥高原。

現代和西部美洲子午線型山地地型相似的地方還有烏拉爾山脈及加里東山脈，這兩個古老的山系都是由長達數千公里的平行而互相緊貼的山脈構成的。兩個山地都位於大陸的西邊；烏拉爾在西伯利亞的大陸上，加里東在歐洲大陸上。它們的特點爲礦物質多位於山的西部和山脈的軸部具有厚層的火成岩露頭。

塊狀山在地理上的分佈不能像我們所希望那樣準確地追尋出來。這是因爲：第一，這些山地爲較年輕的構造地形所同化；第二，這些

山地地形經過長年的變化其原生地形已經加上了僞裝。關於塊狀山脈的分佈可以分爲下述的幾種外形:

在歐亞大陸，塊狀山位於年輕的褶皺覆蓋山地之北。後者好像從外側圍住了塊狀山脈及褶皺塊狀山脈，這些山脈呈褶皺平面而分佈。

在西歐，塊狀山成幾個具有複雜構造的陸塊。這裡所包括的陸塊有不列顚陸塊、中部陸塊、法蘭西陸塊、愛爾蘭陸塊、威爾士陸塊、波希米亞陸塊、西利西亞陸塊、摩拉維亞陸塊、佛日山脈、黑森林山脈斷層把陸塊割切爲個別的、被破壞得很複雜的地塊，這些地方乃是古老的山地的褶皺體。

在亞洲，塊狀山也分佈於年輕的褶皺地區北面，屬於此類的山地有天山，阿爾泰山，興安嶺及貝加爾湖附近山地。

塊狀山地因具有古老的沉積層而很複雜，後者因山地年齡不同而發現的變質作用及破壞作用程度很高。

阿爾漢格爾斯基曾叙述過歐亞山地地形的年齡對比關係。在年齡不同的山地的分佈情況中是可以看出一定的順序。這順序是:（1）新發生之褶皺層係由特殊的地質條件所預定；（2）新生的褶皺圍繞着由結晶岩層所構成的古老的大陸核；（3）較年輕的山脈圍繞着比較古老的山脈。依照這樣的褶皺順序，陸地逐漸擴大。在這裏應該注意的是: 在有個別的或孤立的、具有結晶岩基的地塊存在時，比較古老的構造是和基本的陸地中心連結在一起的，上述的歐亞和大陸構造特點，充分地說明了所有各大陸陸塊的發展過程。

現在讓我們再回過頭來看看亞洲東部: 這裏，在邊緣海和島嶼弧這一方面我們可以看見歐亞大陸是在太平洋海底向前繼續發育的。其步驟大約包括以下幾個階段:

（1）更進一步出現構造作用及島嶼面積的參加，使大陸邊緣海與大洋相隔離。

（2）海洋所圍繞的大陸在破壞作用中生成的冲積物塡充構造盆地。在這個發展過程中可以經過內陸海、湖泊等階段，最後成爲山間平原。

（3）當山間平原形成後，島嶼弧就與大陸相連而形成大陸的邊緣山脈。

關於地殼上一定地段的造山運動的發展程序可以拿伊朗高原做例子。在第三紀時，從印度到地中海之間的伊朗高原還是一串島嶼，當時的伊朗台地還是邊緣海，冲刷着中亞的山地。經過造山運動的更進一步的發展，就現出了現代的構造地形。

造山的構造單元與地盾的關係 對於造山運動的最新概念，如衆週知，是基於大向斜與地盾的互相關係而發生的。這個互相關係在一般公式中被描寫成爲地盾對於大地向斜所施的週期的壓力，大地向斜內的體質因此被擠壓成爲造山的構造形態；這個概念也是基於假設大向斜是沿着邊緣陸地山塊分佈這一點而發生的。將大地向斜比作生養山嶽的胸懷這種比較普通的概念，從沉積岩相的特點說來是可以確定的。可是它們的地理（及古地理的）特徵根本沒有被詳細寫出來。這就使得一些地質學者否認在現代地球的環境裡有大向斜存在。大向斜的充塡物對於四周的地盾的關係可以在具體地觀察阿爾卑斯構造時卽可明白。

在這裡，和許多學者所肯定的一樣，物質是朝往各個不同的方向移動的。値得注意的是，圍繞着利古利亞低地的山地曾向它的旁邊移動，也就是說，曾往北、西及南移動。在圍繞着第勒尼亞凹地及盤昂低地的山地中也可以看到同樣的現象。

在圍繞着亞得里亞凹地與伊奧尼亞凹地的山脈中可以看到另外的一些現象，物質就是朝向這些凹地移動的。根據實際物質的分佈情形祇得到一個結論：這就是在西歐的阿爾卑斯山地範圍內具有集中在低地周圍的、獨立的山系；這些低地或爲海盆或爲山間平原。這些各式各樣不同的構造的結合造成了阿爾卑斯複雜的形態，這點許多人都描寫過。

屬於這樣獨立的構造單元爲西阿爾卑斯山脈及東阿爾卑斯山脈、喀爾巴阡山脈、侏羅山脈、庇里牛斯山脈、亞平甯山脈、阿特拉斯山脈及巴爾幹山脈。它們在構造上是獨立的，並且年代也各各不同。在這些山的構造中，如所週知，阿特拉斯山脈在非洲地台的邊緣。同樣

大家都曉得的事實就是喀爾巴阡覆掩着俄羅斯地台的邊緣。複雜的逆掩斷層可在前阿爾卑斯山脈看到。根據此點可得的結論是在西歐地中海的山帶裏，山脈的中央部分是獨立的，造山運動中有其特有的、複雜的、物質的分佈與運動。邊緣的生成物有接近它們附近比較古老的構造地區的趨勢。

因此可以得出結論：地盾對於大向斜的造山作用並未見得有什麽活躍的動力影響，通常所說的影響尚不能超出構造理論的範圍。以上所述說的是指着阿爾卑斯區域而言的，許多地質學者都曾同意阿爾卑斯曾受過這樣的影響。地台的擠壓力在大向斜物質中的有規則性的反映在高加索也沒有被證實。

亞洲中部曾被認爲是地盾對造山作用的動力影響表現得似乎明顯的第二個地帶。據揣想：這裡的造山運動是由於南北移動的(貢瓦納)古陸的壓力而生成的。

在亞洲南部可以看到不同年齡的褶皺互相分佈的複雜情況：最南邊的褶皺以自已的分佈情況反映出印度地塊北部的輪廓。伊朗褶皺帶形成了朝向印度洋方面的弧形，喜馬拉雅在其南部邊緣有前邊的窪地。最後，大家都曉得的，就是喜馬拉雅山具有朝向東北的逆掩斷層面的傾斜及朝向西南的物質位移。由此可以斷定：喜馬拉雅山系的移動是朝向印度方向的。

在比較北的地區，在已經很完全地研究過的費干納地區，依照莫什克托夫的意見，物質是朝向凹地推動的。在這裡必須提到的是：根據最近幾年所進行的地球物理的研究，費爾干納凹地中結晶岩基的下降達12,000 公尺，也就是說超過了所有已知的現代低地的深度。一般地說，在亞洲造山構造的過程中，山地物質的位移與貢瓦納的壓力並無關係，它並且在自已的位移中反映了山間凹地及山地的互相關係的特點，也就是說正如西歐部分一樣有地方性的特徵。

根據這些我們應該想到一點，就是在造山運動過程中，在地形特徵及褶皺構造的發展中，大陸物質的活動性並沒有决定性的意義。已知的事實使我們有理由認爲：由於岩石構成的特性及它們邊緣位置的構造，佔有單獨位置的個別的大陸塊，在造山帶中乃是對造山作用起反應的組成部分。所以，以大陸塊的機械影響來解釋造山運動過程就使得解釋本身異常地單純並異常地不正確。

確定大向斜的自然歷史特徵使古地理重建，確定個別岩層與個別岩系的年代以及各地區的沉積物的對比、山地與平原的對比等獲得了無限的可能性。

一個比較複雜的問題是如何解釋非洲、印度及地殼其他部分的大陸塊的構造。這些地塊是已經被剝蝕的古老構造的核心，後者以各自不同的方式反映着地殼現代的動力的特性，結果就是造成一些大小不一的斷裂，這些斷裂決定了它們的基本輪廓。但是在造成美洲西海岸、非洲西岸、印度西岸的海岸線過程中，除了地質構造以外，海水的冲刷也起了很大的作用，在漫長的地質年代中完全改變了大陸的輪廓。主要爲海水的冲刷作用造成，並且爲歐亞大陸成羣的陸棚上的羣島所圍繞的、亞洲大陸的北岸及西岸和美洲的北岸及東岸可以作爲這一類的例子。

根據以上所述各點我們可以得出這樣的結論:

1. 年輕的阿爾卑斯式山脈係位於歐亞大陸的邊緣及美洲的西岸。

2. 在造山構造單元分佈中可以看到歐亞山地的分佈是近乎東西向的，歐亞大陸的山脈爲山間凹地隔開，並且山脈的突出部分是朝向東方和南方。南北向伸展的山地只見於大陸塊西岸的沿岸地帶。

3. 比較周圍山地古老的構造分佈於年輕山地的內部地區。所有山地的中部都是由古老的、破壞得很厲害的沉積層所組成。

4. 山地具有原生的、一致的海岸外形；其餘的北冰洋、大西洋、及印度洋的海岸線地區則具有次生的外形。

5. 大陸上缺少邊緣山地的部分是次生生成物，除去構造作用以外，在它的生成過程中，剝蝕作用，特別是海水的冲刷作用是起極大的作用。

9. 海底地形

關於海水覆蓋部分的岩石圈地形，由於研究材料的不够詳盡，僅能談到它的一般情况。

海洋的沿岸部分的特徵爲其深度的逐漸增加，後者决定了物理性質與有機物的生存條件。由於海洋地區具有深度，就造成沉積物能不

斷堆積。依照不同的深度，海洋可以分爲下面幾區：

淺海區……………………………………………自0至200公尺

次深海區…………………………………………由200到2000公尺

深海區……………………………………………2000公尺以上

在自然地理學上分爲下幾區：陸棚（或大陸淺灘）、大陸坡、遠洋區和深海地區。根據現有材料，海洋的這些地區所佔有的面積如下：

	深度（公尺）	面積（千平方公里）	百分比	百分比
陸棚	0——200	25993.0	7.1	7.1
	200——500	8054.2	2.0	
大陸坡	500——1000	9518.6	2.0	8.8
	1000——2000	17572.8	4.8	
遠洋區	2000——3000	35145.6	9.6	80.3
	3000——4000	75416.6	20.6	
	4000——5000	120813.0	33.0	
	5000——6000	62237.0	17.1	
深海區	6000——7000	7688.1	2.1	2.8
	7000	2562.7	0.7	

陸棚及大陸坡是被海水冲刷並被海水所浸淹的陸地。海底物質成分的特徵決定了海底地形。物質分佈的概念造成重力反常的情況。關於海底岩層的密度變化顧金別爾格曾列表說明如下：

深度（公里）	歐亞大陸及美洲	大西洋	太平洋
0	2.75	2.85	3.05
10	2.08	2.9	3.1
20	2.08	2.9	3.1
30	2.9	3.1	3.1
40	2.9	3.1	3.1
50	2.9	3.2	3.2
60	3.2	3.2	3.2
100	——	3.2	——
200	——	3.4	——
500	——	3.75	——
1000	——	4.5	——

由上表可以看出，在20—30公里的深度內構成大陸及大西洋海底

的岩層密度是有差別的。在更深的深度內，太平洋及大西洋海底的岩層密度就沒有差別了。在60公里深的地方。岩石圈的密度完全相等。

地球的水殼分爲大洋，大陸邊緣海及陸中海。然而這樣的區分並不能表明海底地形的歷史，它只能表明各個海洋的極不相同的一般的地貌外形。

太平洋的特點是呈橢圓形。它的岸是原生的，與大陸構造線方向平行。太平洋沿岸地帶具有異常不對稱的地形，這是因爲深海集中在大陸邊緣的緣故（圖63）。在這裏最深的凹地有千島群島凹地、智利凹地、吞憂群島凹地及馬利亞納群島凹地等。除這些凹地以外，太平洋其他部分也都具有相當大的深度。

在太平洋中一望無邊的散落着無數的島嶼，這些島嶼主要是因火山而生成的。它們集結成爲弧形或環形，其凸出的一面朝向南方或東南方，這些島嶼



圖63．太平洋（按莫什克托夫）

黑色部分表示升起於海平面上並與太平洋岸平行伸展的阿爾卑斯褶皺區

大部分在大洋西部，隔離成很多的邊緣海。

大西洋具有南北伸展、由次生衝蝕海岸所構成的外形。大西洋海底的地形是複雜的，它在北方以瓦伊維爾湯姆遜峪坎與北冰洋相隔離。這個峪坎的深度在1000公尺以下，形成了格陵蘭與歐洲之間的水底橋樑（圖64）。

在大洋中部分佈着南北伸展的水底山脈，自冰島到好望角。這個水下山脈的外形和現代海岸線相平行。沿着這個隆起分佈着爲數不多的大西洋島嶼（阿佐爾羣島，巴維爾島，沃茲聶新尼亞島，達利斯坦達庫尼亞島）。

與水底山脈相平行伸展的凹地深度在 5000 公尺以上。大西洋深水的西部在赤道附近較爲寬廣，在墨西哥岸旁深度達 7000公尺，在這裏分佈着緊集爲弧形的島嶼，其凸處朝向東方，它們的分佈情況和太平洋靠近亞洲的海岸的島嶼相似。在南方，大西洋向南極洲方面敞開，大西洋的邊緣海集中在北半球，在南半球沒有邊緣海。在那裡也很少見到島嶼。

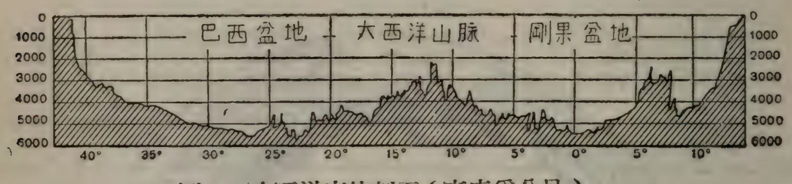


圖64. 大西洋底的剖面（高度爲公尺）

印度洋呈圓形，它的北部閉鎖而南部敞開。洋底的地形並不複雜；島嶼不多。印度洋底的高地按南北方向伸延，它們的分佈情形反映了與其毗連的大陸的構造特點。

北冰洋中部的深度達 5440 公尺。大的深度形成了橢圓形的極地凹地，這個凹地向大西洋方面爲兩個峪坎所圍。第一個峪坎位於格陵蘭與斯匹次卑爾根之間；第二個就是瓦伊維爾湯姆遜峪坎。北冰洋的特點是陸棚區很大，在其界內分佈着很多圍繞着邊緣海的島嶼。

上述的海洋互相聯結，形成經常流動的地球的水圈；水圈的運動表現於具有一定規律的潮流與洋流（圖65）。洋流與大陸的外形有極密切的關係。一方面洋流碰到大陸的凸出部分時會改變原來的方向；像北美海岸旁的古爾夫斯特里姆洋流方向的改變就是一個例子；另一方面海潮也影響着海岸，由於它的冲刷作用及冲刷作用之產物堆積的

結果，就會逐漸改變海岸線的外貌。

與大洋相隔離的某些海盆叫做大陸邊緣海。有一種大陸邊緣海是因褶皺而生成的，像在太平洋西部、亞澳兩洲間的海就是。另外一種是因海侵而生成的，大西洋和北冰洋的海屬於此例。

內海位於大陸內部，以狹窄的海峽與海洋相聯結。它們的特徵爲各自具有不同的深度，水之溫度，潮流及其他水文上的特徵。屬於此類的例子有地中海，黑海及紅海等。

洋底地形，海底物質的分佈、島嶼不同的分佈情況以及海岸線的形狀，使我們有根據認爲這些特性是在地球的地質歷史的發展過程中因地殼外形的生成順序之不同而發生的。

依照海底凹地地形及與其有關的海的複合體特徵，海洋可以分爲兩種類型：原生海洋及構造海洋。

在地球發育的現階段中，只有太平洋是原生海洋。太平洋的海底凹地是岩石圈的原生（矽鎂層）表面。其地形是由形成地球外形的力量，也就是由於地球的旋轉運動而形成的。如上面所述，旋轉物質體的原生表面具有南北方向波紋。海底隆起的部分爲集中於火山島環的強烈的火山活動區。被島嶼弧把它與大洋隔開的，原生海洋的大海屬於大向斜地區。

印度洋、大西洋及北冰洋是構造海洋。它們的海底是由矽鋁層構成，和原生的太平洋海底相比較，這類海洋是屬於次生的，也就是說，它是因海洋擴展到大陸上的結果而生成的。

次生海洋的海底構造從屬於爲其所圍繞的大陸的構造特徵。次生海洋凹地的生成決定於地殼的沉降。海岸的輪廓主要是由冲刷作用而決定的，在漫長的地質發育階段中形成了寬廣的大陸坡地區。

與次生海洋凹地有關的有兩種類型海盆：構造海（陸中海）及陸棚海（次生海）。

構造海（陸中海）位於地中山區的沉降地區及陷落地區。屬於此類的有地中海、黑海、裏海、紅海、死海、加勒比海。它們可以被看作陸中海區中大向斜的殘餘。



圖65. 冬天的海流

1—主要爲漲潮、潮流的地區； 2—薩爾加索夫海（大西洋北半部循環水流中的漂浮水草的聚集地）； 3—暖流； 4—寒流。水流的相對力量以線條的粗細及箭頭的數量來表示

陸棚海（次生海）發育於陸地的沉降區、衝蝕作用强烈的地方。陸棚海的特點爲其深度平均分佈並且沒有顯著的增長。在陸棚海中看到極多的島嶼——割裂下來的陸地，這樣的情況可以在位於構造海洋凹地中的北海、波羅的海、拉普捷夫海等等中看出。

10. 地殼構造及地殼外形的發育

大陸構造的特點爲無論地台或山地中都表現着岩漿岩層和摻與其間的沉積岩層與變質岩層的相互關係。地台構造的各種特徵與它在地殼地質史的發展中的最古老的年齡相符合。自前寒武地台經過加里東、海西寧、啓滿力與阿爾卑斯以至成爲現代大向斜地區組成部分的島嶼弧，可以看出矽鋁層陸地構造特質的變化。根據島嶼弧可確定洋底地形轉爲陸地地形的過渡階段，也就是說，可確定自原生的矽鎂層地形轉爲矽鋁層地形的過渡階段。

矽鎂層和矽鋁層的互相關係是地貌學及大地構造學上的基本問題，這個問題解决了就可以解釋造山運動的過程。通常多認爲矽鋁層是當地球凝縮時分泌於其表面的、質量較輕的，熔岩般的物質。在我們看來，這種概念是過於簡單。首先，由矽鎂層和矽鋁層的構造就可以看到是與此說法相反的。矽鎂層的特點爲整塊地、大塊地分佈於海底，並且是同樣的。矽鋁層具有直接因沉積岩層而生的複成的構造。從洋底的寬廣的矽鎂層可以看出矽鎂層是原生的，或者星體的宇宙面。矽鋁層是矽鎂層的派生物，從地質學上來說，它是地殼的較遲的組成部分及地球的次生的地質地形。

矽鎂層和矽鋁層的成因關係可以從它們的礦物成分及它們的相互分佈關係中看出。關於花崗岩的矽鋁層成分（依照傑里所統計的，地球各地年齡不同的花崗岩有546種）和矽鎂層（依照齊列爾所舉出的高原玄武岩成分）的成分可以列表比較如下:

化學成分	矽鋁層中所含的百分比（依照傑里所舉出的花崗岩成分）	矽鎂層中所含的百分比（依照齊列爾所舉出的高原玄武岩成分）
SiO_2	70.18	47.14
TiO_2	0.39	2.44
Al_2O_3	14.47	14.91
Fe_2O_3	1.57	4.11
FeO	1.58	8.22
MnO	0.12	0.25
MgO	0.88	6.91
CuO	1.99	10.01
Na_2O	3.48	2.71
K_2O	4.11	0.84
H_2O	0.84	2.13
P_2O_5	0.19	0.33

由上列數字中可以看出以下的規律。在原生物質的基體中含有成分很多的鈣、鎂、鐵、鈦等在空氣中極富於活動性的化合物。這些化合物在鈣鋁層的岩層中含量極少。矽鋁層中石英是空氣中最穩定的礦物組份。由這裡我們可以得出一個結論，就是矽鋁層乃是矽鎂層和地表因素發生交互作用後的產物，所以它是次生的地殼。

在現代的條件下也可以看到明顯而普遍的上述交互作用的過程，這個過程經過洋底構造和陸地構造。當矽鎂層的表面升起之時，基體就開始了劇烈的改造。

地球原生的矽鎂層表面係處在爲矽鋁層所遮掩的狀態中。矽鋁層與矽鎂層中間的過渡帶就是同時表現了海洋與大陸的相聯系的形態的邊緣海與島嶼弧。過渡帶的構造相當於通常所採用的大向斜構造。

上述各點描繪了地殼構造與地形的演化的一般過程。原生的、陸地的源地——未來的大陸核，它們最初是集中於極地附近地區的。大陸更進一步的發展也是依照地球的複雜運動指向的。不過整個來說，它是向海洋這一方面運動，包括有外形爲島嶼弧的矽鎂層（海洋的）地段。這些島嶼弧的凸出部分朝向東南，也就是朝向與地球旋轉相反的方向。這些可以用來說明大陸周圍所以有近代山脈分佈的原因。隨着時間的進展，洋島弧與大陸相連結，構成新的山脈及爲它們所分隔的山間平原。

三、地形與氣候

1. 外力加給地形

外力加給地形（наложенные формы рельефа）❶極爲多種多樣。它的意義在於能造成地面上主要的地貌。這些形態是由於外力作用而形成。

外力加給地形的發育過程可以看成因構造作用形成的起伏地形被破壞的現象。這個現象反映了地形發育過程中地貌成因和構造成因兩者之間的基本矛盾。外力加給地形的特性決定於它們的成因，並且也爲氣候的特性所決定。氣候對地貌的作用是依賴於降水的數量與性質，一年中的分佈情況，以及氣候的一般溫度情況而定的。根據這些特徵，氣候可以分爲以下幾個類型：極地氣候（或冰雪氣候）、潮濕氣候、溫和氣候和乾旱氣候；所有這些氣候類型彼此之間都有過渡類型相連接。

在外力加給地形的分佈中，常常可以看到地貌分帶性是依據氣候分帶性而定的。地貌帶的境界，猶如氣候帶的境界一樣，雖然它們也以過渡階段相連接，但仍確定得甚爲明顯。

除去氣候以外，岩石的成分及其產狀的特性對外力加給地形的形成也有很大的作用。在一個地段中，位於冲刷基準面上遭受剝蝕作用的那些岩石，對於外力加給地形的形成是有作用的。同時岩石的顏色、熱容量、傳熱性、疏鬆性、可溶性以及岩石的其他物理、機械的性質都具有實際的意義，這些特性就給予發育於這種岩石分佈範圍內的地形以特殊的外貌。各種岩石的上述特性在不同的氣候區中盡不相同，這具體表現在景觀的特性上。

就成因來說，外力加給地形可以分成兩類：雕刻地形和沉積（堆

❶（наложенные）原意爲"加蓋的"，即在原有的構造地形上加蓋了外力作用形成的地形——譯者註。

積）地形。

雕刻地形是地殼基本的起伏地形好像加以雕刻的不平地形。這是一種破壞原有高地而形成的地形，因此它與高地的成因無關。河谷、冰川谷（冰川槽）、滑落冰斗、沙漠間歇河谷等可作爲雕刻地形的例子。

沉積（堆積）地形，這是一種次生擴大的地形，是一種精疏鬆的風化產物堆積而成的新起伏地形。在地表上堆積地形的形成過程中，由於地表最低地段被充填之故，就使得現存起伏地形的外形發生緩和。這個過程發育的結果就會促成地形的"轉變"，也就是說，會在原生構造低地上造成高地。這種高地，與在原生高地上造成的雕刻低地，其形成性質是相同的。

地表上外力加給地形的分佈面積，其大小差別頗大。通常，均爲一種決定局部地區地貌特點的面積不大的起伏地形分佈於較大的另一種成因的地形內。爲了說明此點，可用流水冲刷冰水平原的情況作爲例子，這裡，在特殊的冰雪氣候情況下，融化了的冰水的沉積造成了特殊的地形。發育於冰水平原上的河網具有次要的地貌意義，它補充並決定了平原的特性。在某些情況下外力加給地形的分佈面積極大。屬於此類例子的，有寬廣的冲積平原、殘山及山區中數量極多的峽谷等。但是甚至在地表上個別外力加給地形具有巨大面積時，它們的意義仍然主要是依據該地區地形原始構造的特徵而定的。

外力加給地形的組合總是非常複雜的，它爲很多因素所決定，在這些因素中最主要的是形成方式、岩石的成分以及地形的年代。所有這些條件在時間和空間上都是極易變化的，依照它們的特徵就可以認識所有的、極爲多種多樣的外力加給地形。爲了說明這種情形，我們可以舉已知的第四紀冰川作用的事實來作例子。在冰川作用的地區裡，冰期以前起伏地形的基礎上留下了冰川作用所造成的複雜地形。在現代的時間過程上不經常的潮濕氣候條件下，冰川地形的劇烈改造作用還在進行。所以目前在我們面前呈現着三種不同成因的地形（冰川以前的、冰川時期的、冰川時期以後的），它們處在不同的發育階

段中，有的表現爲雕刻地形，有的表現爲堆積地形。如果把這些地貌景象更加以詳細區分， 則可分爲：（1）各種不同成因的冰川以前的地形；（2）數次冰川作用形成的冰川地形；（3）發育於數個循環之中的侵蝕地形。由於這些情况地形的構成是非常複雜的，只有根據精細的地貌分析才能把它瞭解淸楚。

由以上各點可以得出這樣的結論，當代的外力加給地形乃是不同成因、不同年代以及不同發育階段的起伏地形的組合。在當代地形之中可以分爲古老的、衰亡的以及在古老地形衰亡條件下產生的當代正在發育的地形。

這種具體情况乃是一種成因類型的地形能堆積在較老的另一種成因類型的地形之上，並其自身因氣候因素的變化而改變的結果而發生的。外力加給地形假如長期發育能把構造地形完全消滅，也就是說，能形成單一的平坦的準平原。

準平原是一種侵蝕平原，亦卽是剝蝕作用的極限，它是這樣的一個平面，我們可以由它看出現在的山系在各地區的剝蝕水平面。地表上準平原的形成過程可以看作礦物質自地表的較高地段向較低地段的不斷轉移，轉移的結果地形就產生普遍的變低和變平。

礦物質的移動是在絕對侵蝕基準面（洋面）及上部剝蝕水平面的界限內進行的，後者可以說是最高的山頂所達到的水平面。在這些水平面內，物質的移動秩序井然地進行着，自較高的階段移向較低的階段，在較低的階段暫時停留下來。

物質的移動是在冰、 水、 風等的運動作用下沿着重力方向進行的。當物質移動的道路（曲線）非常擁擠，致使克服運動障礙所耗費的能超過其移動加速度所耗的能時， 運動就會停止。 但這種不穩定的、地區變動平衡的情况是與準平原或次生剝蝕平原的地表面相適應的。準平原是能夠在準平原化極悠長的地質作用與構造上穩定的情况下發育的。

但是上述的情况，在地殼不斷運動的條件下，只能是變動比較快的暫時現象。這就使準平原的地表面在其發育過程中處於各個不同的

變平階段，並且位於洋面各個不同的位置。剝蝕平原出現於各種各樣的氣候帶中，並且具有地形與氣候帶間固有的相互關係的特徵。

外力加給地形，按其成因可分爲幾個類型及隸屬於各類型的類與組。外力加給地形的類型是按一定的氣候條件而規定的。分類本身也可以依照起伏地形的形成方式而定。藉這些原則，外力加給地形分爲以下幾個類型：冰川類型、水成類型、沙漠類型、海洋類型，也可分出分類——雕刻地形與堆積地形。

個別類型地形的類別，可能是由於不同的成因因素，致使成因各不相同，關於這點將在後面敘述。

馬克也夫（П.С.Макеев）（1945年）把地形分爲兩個成因組，即
L（1）主要由於外力形成的地形；（2）主要由於內力形成的地形。前者又分爲：

（a）地表水作用生成的地形：（1）堆積衝蝕平原；（2）衝蝕階地與衝蝕斜坡；（3）衝蝕殘山；（4）古湖泊平原；（5）海岸洲堤；（6）冲積平原與冰水平原；（7）大河漫灘；（8）三角洲；（9）侵蝕階地與侵蝕斜坡；（10）侵蝕丘陵地形與小山地形；（11）侵蝕殘山；（12）個別的冲溝和坳地（балка）（在整個分佈地區之外）；（13）峽谷；（14）古代的乾谷地與河床；（15）準平原；（16）洪積覆蓋層與冲積錐；（17）龜裂地。

（b）地下水作用生成的地形：（1）喀斯特地形；(2)塌陷（просадка）和低地；（3）地滑地形的地段。

（c）冰川作用生成的地形：（1）主要是冰川搬運物地形；（2）冰成環谷和冰斗；（3）冰川槽（在阿爾卑斯式地形以外）；（4）底磧堆積地形（平原冰磧地形）；（5）蛇形丘；（6）鼓丘；（7）終磧堆積地形（丘陵冰磧地形）；（8）冰磧阜；（9）古冰川水流的河床。

（d）風及大氣作用生成的地形：（1）不固結的沙土地形（新月沙丘和新月沙丘脈）；（2）沙丘；（3）巨大的石流（курумы）與石海˥。

爲了瞭解地形的成因與變動，上述的分類還是比較狹隘的，尤其有很多海岸地形尚未反映出來，使各種不同性質地形的分類亦混淆爲一了，例如準平原和龜裂地等。

舒金於1946年對於地形的分類做了新的嘗試。

依照地形的成因，舒金把地形分爲四種類型：原生構造地形、刻切地形、構成地形以及剝蝕堆積地形。

在第一種類型中包括兩種地形類型：（1）褶皺高地的構造地形；（2）斷塊（斷層）高地的構造地形。在刻切地形的類型中，包括有……“四個構造類型：（1）水平層理未受破壞的表面沉積層的桌狀構造；（2）緩單斜層理的微錯動沉積岩層或褶皺非常緩而寬的沉積岩層的構造；（3）在褶皺兩翼岩層低陷很深的地槽型的劇烈褶皺構造；（4）直接露於地表的、强烈變質的地台基底的複雜褶皺斷層構造”。

按照這些構造類型分出四種成因形式的刻切地形。

屬於第一類地形的有這些類型：喀斯特高原、哥倫比亞類型、石漠類型、階地地形類型、台地或斯達夫羅坡里的、柯羅拉多的剝蝕桌狀殘餘高地景觀、島形圓頂殘餘沙丘景觀、𡑞地（сыртовый）（坳谷）地形類型、零亂丘陵（адырный）地形類型、冲溝坳地地形類型、水平岩層中的劣地類型、中國北部的黃土地形類型、碟狀凹地地形類型、沙漠窪地地形類型、覆蓋平原喀斯特地形。

在沉積岩層破壞輕微的情況下，分爲以下幾種地形類型：單面山類型、天幕式（щатровый）類型、單斜劣地類型、凱爾欽式（Керченский）類型及阿普謝朗式（Апшеронский）類型。

依照舒金的意見，在第三類成因類型中，包括以下幾種地形類型：主要具有第一次（唯一的）地貌循環的構造形式的山；主要具有發生在準平原化之前的，第二次地貌循環的構造形式的山；處在地貌的成年期，已無較早循環跡象的（沒有準平原化的表面）山；因對這些劇烈剝蝕褶皺山區發生褶皺錯動與斷塊錯動而產生的重複循環的山；中山；具有個別而很少分散的冰斗的中山，高山阿爾卑斯式地形類型。最後，在第四種成因類型中，分爲以下幾個地形類型：芬蘭式冰川丘陵地形類型、北部拉布拉多地形類型及小山地形類型。

第三類是構成地形，舒金也把它分爲兩組地形類型：А——外力堆積類型和Б——內力堆積類型。屬於前者的有以下幾種類型：河漫灘平原地形與三角

洲平原地形、山麓洪積扇、上升山麓扇形地、冰水扇形平原（зандровые поля）、河谷階地類型、湖泊平原、砂嘴地形、底磧冰磧景觀、鼓丘地形、終磧壠狀地形類型、海岸和湖岸的沙丘壠狀地形類型、大陸沙丘地形類型、橫壠狀沙漠地形類型、縱壠狀沙漠類型或撒哈拉類型、沙丘沙地類型或土蘭類型、錐狀沙丘類型、新月沙丘地形類型、羣集沙丘類型、泥火山作用景觀。另外，舒金所指的內力堆積地形類型有：島嶼火山景觀、火山山脈與火山高原（阿克曼干〔акманганский〕類型）。

第四類——剝蝕堆積地形共分爲兩個類型：高原類型及伯羅夫（Бэровский）式小山地形。

依照舒金的分類法，所有地球表面的地形共分爲57類地形類型。依照作者的意見，上述的類型還不足以概括自然界中所有各種各樣的地形。所以今後的任務………“沿着指出的方向，把這裡所擧的分類加以更深的更廣的研究”。我們可以想見，在今後的分類工作過程中，一定也會考慮到類型名稱的改進，以及依據地形成因把現在還不够完備的分類工作加以研究，考慮其有無與別種類型並列之必要。

2. 極地氣候帶的地貌

極地（冰雪）氣候的主要特點就是具有萬年雪的覆蓋層。極地氣候主要是寒冷氣候。根據冬季的情況和降水分佈的情況，寒冷氣候可以分爲極地式和阿爾卑斯式兩種。極地氣候的特徵是有漫長的冬季。這裏的全年平均溫度在零度以下。當有長期而又少雪的冬季時，積雪層能在短促的夏季裏完全融化完。在十分乾旱的氣候條件下往往會發生非常强烈的嚴寒。在這種情況下，土層常會凍結得極厚，以致在夏季僅能融化其上面不深的一部分。這樣就會發育成永久凍土帶。永久凍土帶分佈的地區都具有獨特的地形。

當富有大量降雪量時，如果夏季溫度較低，冬季積下的雪在夏季就不能融化完。北極全年平均溫度是—22°，而南極是 -27°。但是在南極全年溫度變動是不大的，同時該地氣候帶有海洋性氣候的特性。因此在南極大陸上積雪層非常發育。在極地氣候條件下雪大多呈細粒冰的結晶而降下。降雨的現像在北極已是爲人所知的事情。南極有時是否也會降雨現在還未確定。

高山區域的寒冷氣候——所謂山地或阿爾卑斯式氣候具有與衆不同的特點。它的特徵是大氣壓力與溫度是隨着高度的增加而遞減（每升高 100 公尺降低0.6°）。在山中降雪量極多。降雪量隨着山的高度而增加，到一定程度後，則又減少。在不同的山岳地帶中最大降雪量地帶的高度分佈在不同的水平面上，因爲它决定於當地的地形和與主要風向有關的位置等。這些條件就决定了山中降雪量的絕對數值。降雪僅僅是在山的上部地帶，在這裏整年保存着積雪層。漸至山麓積雪期隨而縮短，就逐漸入於溫和氣候帶的環境。

雪線　山岳中積雪永不融化地帶的平均高度稱爲終年積雪線。雪線位置的絕對高度决定於溫度、降雪量和地形。這些因素之間的相互關係在一個季節中，幾年中，和在空間上是變化無常的。因此終年積雪線的位置是不固定的，它總是在山岳地帶山坡的某些地段內變動着。在冬季裏，雪幾乎從山頂一直覆蓋到山脚下，而夏季僅在最高的山頂上保留着。自然，在不太高的地方也能保留個別雪堆，像在那些冬季積雪特別多的深峽谷、冲溝和山的陰面地方。山岳中終年積雪的分佈可能决定於山岳的形態，也就是說，决定於終年積雪所在位置的高度；也可能决定於氣候，即决定於溫度條件在夏季雪不能融化的境界。

山岳雪線是按在有利的地形條件下所保持的，終年積雪固定所在位置的下部邊界劃定的。

氣候雪線是連接着這樣一個地帶，那裏在地表水平地段上的冬季積雪層在夏季剛好融化完。氣候雪線具有非常重大的意義。它可確定山區地帶景觀的界線。

確定雪線的高度可以採用各種不同的方法。我們可以採用直接觀察和圖表方法。我們最好在冰川面上研究它，因爲該處雪線在高度方面是最穩定的。

在以理論方法來劃定雪線界限的方法中，比較普遍採用的有下列幾種：

1. 庫羅夫斯基法 是確定冰川面和爲冰川覆蓋山區的平均高度。雪線是位於降雪量和融化量相等的水平面上的。從技術上來講，這個方法是在地圖上依次測量每個冰川等大面積的平均高度來確定雪線的高度。依照這個方法確定的雪線位置實際情況約相差50公尺，也就是說，按照這個方法所求出的數字，從高度方面來講，是估計得稍多一些。

2. 蓋費爾法 雪線是冰川邊緣高度與粒雪原邊緣高度之算術平均高度。因此就要計算周圍積雪山頂的平均高度，其次把求得的數字加上冰川邊緣的高度，再把總和用二來除就得出雪線高度的位置。用這個方法計算雪線高度能够得出相當正確的結果，尤其是在山中具有不同類型的冰川，或者冰川剖面變化很小的時候。

3. 布留克皇爾法 是根據在阿爾卑斯山脈中所觀察到的冰川供給地帶面積約超過冰川面積兩倍的現象而得出的。這個方法是在適當的比例下把冰川面分成兩部分來確定雪線的位置。以後，雪線位置可以按照地圖上的水平線來確定。布留克皇爾方法祇有在計算大量的冰川或者在確定整個山區的雪線高度時才能得出完滿的結果。

4. 普拉特奇法 按照他的方法雪線位置是根據區分被雪覆蓋的山頂和既無冰又無雪的山頂的水平面來確定的。這是一種地理的方法。它的道理是這樣的：在同一地區內可分爲沒有積雪層的最高山頂和有積雪層的最低山頂。這是因爲前者位於雪線以下，而後者已達於雪線之上的緣故，所以，這兩種山頂的平均高度就相當於該區範圍內的雪線位置。冰川形態、大小和位置等都不會影響藉此方法而得出的結論。按照普拉特奇方法計算雪線高度的一般結果總是高於其實際的位置。因爲在計算時並未考慮到當地冰川作用的因素之故。

5. 蓋斯法 是以終年積雪層和冰川區域地形表面的特點爲基礎的。在終年積雪層的境界內水平線自山坡平坦地過渡到積雪層，並且沿着冰川向上凸出，在冰川舌和山坡的交界處水平線形成了劇烈的折曲，並且向下凹陷。因爲雪原剖面是凹陷的，而在冰川上它却是凸出的。所以這兩個剖面的交界線就相當於雪線的高度。根據這個方法得出的雪線高度的位置是十分正確的。應用這個方法需具備冰川區域的很好的地形圖。

除了在室內計算以外，採用這一方法在野外條件下也可測定雪線的高度。爲此，必須在冰川邊緣上，利用傾斜測量儀在冰川面上求出在觀察者目力所及範圍內的水平線。

6. 雷依特法 以測定邊緣冰隙（бергшрунг）的高度及邊緣冰磧位置的

高度爲基礎的。這兩個高度的平均數就相當於雪線的位置。雷依特方法能够得出十分正確的結果。所以此法無論在野外和室內都可以採用。

地球上雪線的高度 雪線位置在兩極地區最低。在赤道地區雪線位於很高的地方（圖66）。下列數字說明了此種情形:

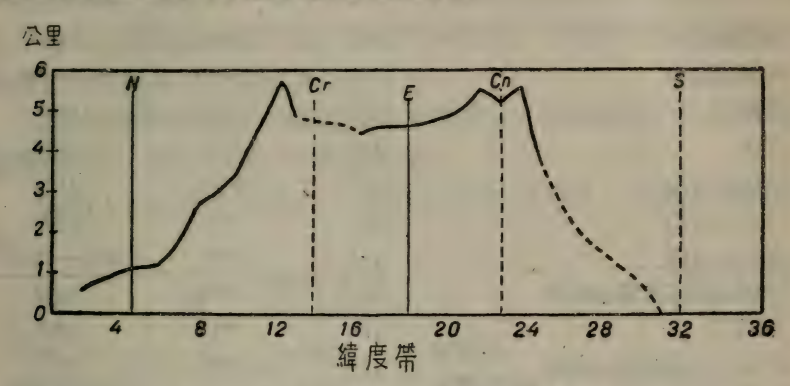


圖66. 地球上各緯度處雪線高度分佈圖表

（據卡列斯尼克〔Калесник〕）

E—赤道; Cr—Cn—拉克（Рак）和哥傑洛克（Козерог）的迴歸線;

N和S—北極圈和南極圈

山脈	緯度	山脈高度（公尺）	雪線高度（公尺）
魯文佐里山		5200	4500
基利曼查羅山	3°	6000	5800
波波卡吉彼得而火山	18°	5400	4600
赤道安第斯山	5°	6300	5000
秘魯安第斯山	15°	6700	5500
智利安第斯山	45°	4000	1700
阿康加瓜	33°	7300	4000
新西蘭	43°	3700	2300
喜馬拉雅山（東南山坡）	28°	8840	5200
喜馬拉雅山（中部）	30°	7820	4500

接 前 表

山 脈	緯 度	山脈高度（公尺）	雪線高度（公尺）
興都庫什山	34°	7700	4800
喀喇崑崙山	35°	8620	5800
崑崙山	36°	7300	5200
天山	42°	6500	4000
阿拉拉特山	42°	5160	4400
西高加索山	40°	3000	2900
東高加索山	43°	5630	3500—3900
阿爾卑斯石灰岩山東部	46°	3000	2500
勃朗峯	46°	4810	3000
阿爾卑斯石灰岩山南部	46°	3370	2700
侏羅阿爾卑斯山	46°	2864	2600
庇里牛斯山	43°	3400	2800
阿爾泰山	50°	3350	2300
堪察加	56°	4800	1600
賽拉內華達山（加利福尼亞）	37°	4540	3900
美國落基山	38°	4400	4200
加拿大落基山	50°	3250	2300
挪威約斯特達爾冰田		2000	1600
挪威福爾蓋豐山	60°—61°	1650	1500
冰島德蘭蓋奧庫爾山	66°	1300	600
冰島伏特奈斯庫爾山	64°	1800	1000
阿拉斯加	60°	5500	600
格陵蘭東部	75°	3500	1100
格陵蘭西部	71°	2000	900
新地島	75°	1500	600
斯匹次卑爾根	78°	1500	500

同一山系中的雪線位置都符合於下面的一般規律：（1）位於降

雪量較多的斜坡的較低水平面上；（2）在山區邊緣雪線的位置常常較低。此外，祇有在赫里斯齊安島（земля Христиана）（北緯81—82°之間）雪線降低到洋面。

在南極，南緯61—62°範圍內，雪線位於洋面上，比在北半球位於洋面的雪線接近赤道20度。在這些緯度裏，在蘇聯和挪威還有穀物成熟，而在冰島和格陵蘭島還有草原。

高於雪線的地面上所蒙蓋的終年積雪層，其總面積約佔整個大陸面積的10%--約16,000,000平方公里。

依照卡列斯尼克的資料，個別地區的冰川面積大小如以下數字所示：

區　　域	冰川面積（平方公里）	區　　域	冰川面積（平方公里）
冰島	13,400	薩彥嶺	3
揚邁因島	70	喀喇崑崙山	10,244
斯伐爾巴特	60,000	喜馬拉雅山	?
法蘭士約瑟夫島	17,000	西藏	?
新地島	22,000	新幾內亞	?
挪威	4600	新西蘭	1000
瑞典	400	非洲	50
庇里牛斯山	40	阿拉斯加	42,000
阿爾卑斯山	4140	科迪勒拉（北美）	400(?)
烏拉爾北部	3	加拿大羣島	100,000
北地島	15,181	格陵蘭	1,869,000
堪察加及朝鮮	?	南美洲	2,0000
大高加索	1970	南極洲	13,500,000
小高加索和小亞細亞	20(?)	總　　計	15,693,256+X
蘇聯中亞細亞	11,000		
阿爾泰山	735		

大陸冰總量約佔21,000,000立方公里或相當於18,000,000立方公里的水。如果冰川完全融化、那末增加了冰川融水之後海平面就會上升50公尺。

雪線的位置在地球地質發展過程中並不是永久不變的。在一定的自然地理條件下，地球歷史上曾有過一個時期雪線位於很低的位置。那時地球上發生了冰川作用，冰覆蓋了當代大陸的廣大地面。從地球存在的最早時期起就曾有過冰川作用時期。在原生代地層中曾經發現過冰川沉積物。尤其在第四紀時地球上發生了極大的冰川作用。這一個冰川作用的遺跡保留得非常完整，並且它們在個別地區的地貌上具有非常巨大的意義，這些地區的自然地理的特點就是爲它們所確定了的。地球上第四紀冰川作用有幾個階段，某些學者把它們看作是個別獨立的冰川時期。

根據冰川沉積和個別地區冰川區域的形態可以分爲下列幾個冰川作用時期：

歐洲			北美洲
俄羅斯平原	德國北部		
波列謝期	魏克塞勒期	武木期	威斯康辛期
德聶伯期	薩爾期	里斯期	伊利諾期
（利赫文期）	艾勒斯特爾期	民德期	堪薩斯期
	易北期	羣智期	內布拉斯加期

冰川時期可分爲若干間冰期。在這些期間冰都融化了，因此被冰所佔有的地方都恢復了原來地形。冰期中，很顯然地，德聶伯期或里斯期爲最大的冰川作用時期。那時大片冰蓋在歐洲約佔 6,500,000 平方公里的面積。德聶伯河流域冰川的南端幾乎伸延到北緯 48°；在北美第四紀最大冰川作用的南部邊緣曾達到北緯 38°、也就是說位於西西里島的緯度上。北美最大冰川作用的面積達11,000,000平方公里。該冰川作用曾有幾個順次移動的中心。

第四紀時冰川在當代分佈較廣的是在新西蘭、澳大利亞及其他地方。在第四紀時，山區中雪線位於較低的水平面上，致使冰川能够伸達山麓。

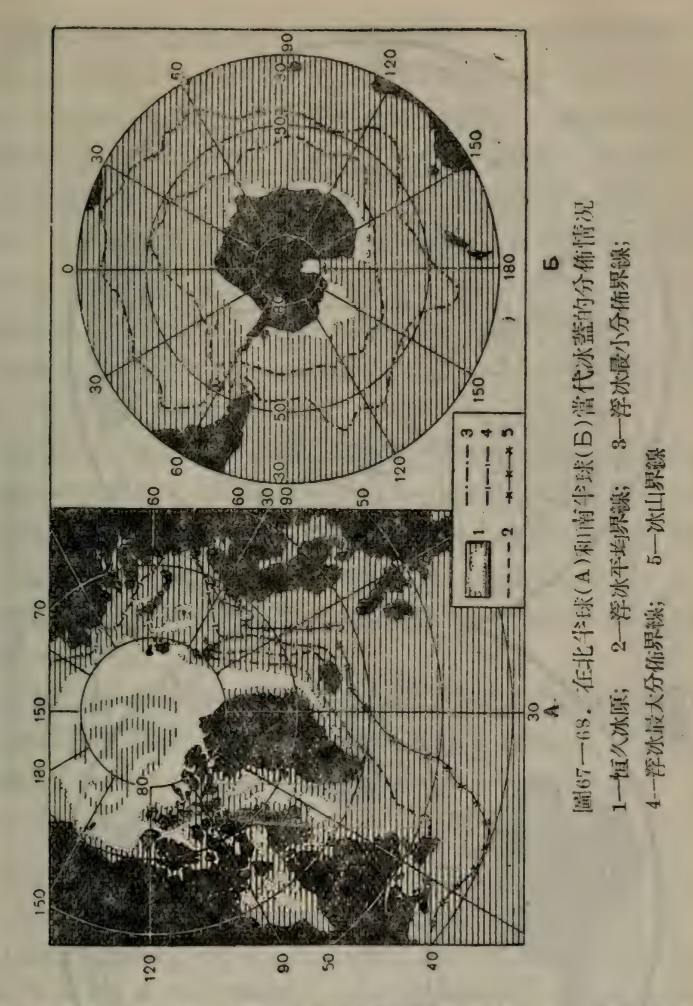


圖67—68. 在北半球(A)和南半球(Б)當代冰蓋的分佈情況
1—恆久冰原； 2—浮冰平均界線； 3—浮冰最小分佈界線；
4—浮冰最大分佈界線； 5—冰山界線

在第四紀冰川期時，陸地上曾經滯留着大量的水。據傑里(Дели)計算，在武木期冰川體積共達34,000,000立方公里，在里斯期冰川體積達42,000,000立方公里。在結成這樣多冰的時候，必須從海洋中提出大量的水，所以海洋平面在武木期一定較現在低降70—75公尺，而在里斯期一定較現在低降90—105公尺。



圖69. 冰川時期冰川作用分佈圖
（據格拉西莫夫〔Герасимов〕和馬爾科夫〔Марков〕）.

後期冰川的衰退和融化不是連續進行的，而經常發生中斷，在中斷期間冰川堆積了很厚的沉積層，成爲終磧帶，這些沉積層四周圍着帶狀黏土和冰湖沉積物。帶狀黏土構造反映出它的季節性沉積。根據它的層理可以斷定帶狀黏土的絕對時代和後期冰川衰退期間。

按照德格爾(Де-Геер)的計算，冰川以後時期大約開始在 9000年以前，冰川由德國退却到瑞典南部共歷時10,000年。根據安特夫斯(Антеэс)的材料，北美冰川的退却歷時有25,000－30,000年之久。按照柯爾曼(Кольман)計算在北美冰期共延續了600,000－700,000年。而張伯倫(Чемберлен)和薩利斯貝里(Салисбери)認爲冰期共延續了300,000—1,000,000年。

在俄羅斯平原南部的黃土狀壚坶層可作爲德聶伯冰期的標誌。這些在德聶伯冰川作用時期沉積下來的黃土狀壚坶，厚度達40公尺。在波爾塔瓦省沿普肖爾河的黃土狀壚坶中所發現的帶狀層理使我們能够斷定所有地層的年代爲400,000－500,000年之間。這樣有了波列謝冰期年代的數字，就可以推斷出在第四紀時期中俄羅斯平原被冰覆蓋的期間至少有1,000,000年。

在第四紀及地球發展較早年代中冰川作用發生的原因尙未研究清楚。毫無疑問，冰川作用的發生是與氣候變化有關的。但什麼是氣候變化的先决條件還不清楚。闡述地球上冰川作用的假說極多。其中包括宇宙假說和地球假說(теллурические гипотезы)。

宇宙假說 冰川的發生是與太陽輻射的變化有關。按照裘布阿(Дюбуа)的說法：地球上氣候的變化决定於放射出不同光譜的太陽的演化。辛普生(Симпсон)認爲太陽輻射量的變化是地球上氣候變化的原因。因爲在太陽輻射量的變化中，可以發現到它的週期性，因此我們根據這點可以斷定冰川作用的週期性。米蘭科維奇(Миланкович)也曾研究過週期性，按照他的資料在第四紀時期中有四次太陽的輻射量最小，而第四紀冰川作用的四個時期與這幾次最小量相符合。米蘭科維奇的結論與辛普生完全相反。

亨丁頓(Хентингтон)和維舍爾(Вишер)認爲地球氣候變化和冰川作用發生的原因在於太陽黑點擴大的結果。隨着黑點增大引起地球迅速冷却。後來，

1937 年聶爾迦（Нелькe）推測：認爲太陽系附近存有巨大的霧團，當太陽系運動通過霧團時太陽輻射能縮減得很厲害，結果冰川作用就襲來了。

宇宙假說闡明了在宇宙因素影響下氣候變化的可能性。但這一假說所列舉的事實是不能令人信服的。

地球假說 地球假說純以地球上的原因來闡明地球歷史上的冰川侵襲和冰期。這些原因是很多的並且是極爲多種多樣的。根據阿連尼烏斯（Аррениус）的見解，認爲氣候變化可能是由於大氣中碳酸氣數量的變化而發生的。

亨佛里斯（Хемфрис）認爲火山爆發時噴射到大氣圈上層的大量火山灰可能引起地球的冷却。阿德馬爾（Адемар）和克羅爾（Кролль）以地球軌道離心力的變化來說明冰川作用的侵襲。蒙桑（Монсан）認爲地球的熱能在氣候變化中具有極大意義。因爲地球的熱能傳到海洋，加强了蒸發作用，因而造成很多的雲霧，阻擋了太陽能放射到地球上來的道路。這便促成了冰川作用。

依照張伯倫和薩利斯貝里的見解，地殼的變形是氣候變化的基本原因。地殼變形會引起低地和高山、大陸和海洋的重新分配，因而改變了大氣動力和氣候。盧卡舍維奇（Лукашевич）在1915年曾作出結論，認爲決定海侵和海退的地殼垂直升降運動對氣候起着極大的影響。按照盧卡舍維奇的計算，如果在海侵時大陸高度下降100—300公尺，則會使溫度平均提高1—2°

當海退時也有相反的情況，這時會使大陸變得更冷，冰川更加發展。近年有些學者根據魏格涅爾的假說企圖以大陸水平移動來解釋地球上冰川作用的現象。

上面所列舉的關於第四紀和較古時期地球上冰川作用原因的見解並不能說明這種現象，而且也不能脫出假定的範圍。顯然，盧卡舍維奇、張伯倫和薩利斯貝里的假定是比較接近於實際的。

勃朗諾夫（Броунов）在1942年提出了關於冰川作用發生原因的極有意義的學說。依據他的見解，認爲冰川時期到來不僅僅是由於氣候變冷所致，並且也是它濕度增加的結果。依據勃朗諾夫的見解，豐富的降雪量是空氣中氣旋運動的結果。在第四紀時候氣旋的路線與現代不同。在北半球氣旋就向南通過，而在南半球却向北行動。這就是說氣旋的路線在赤道就轉向了。不過氣旋路線的改變方向並不是大陸和海洋分佈改變的結果。氣旋運動與一般大氣循環有關，大氣循環是由海洋面上大氣壓力的分佈情況所決定的。而氣壓高低又是決定於地球圍繞地軸旋轉的速度。如果地球旋轉加速，則大氣集中在赤道附

近。同時氣旋的路線也在同一方向移動。當緩慢轉動時，會產生相反的結果。按照勃朗諾夫的假想，在後冰期以前，氣壓變化劇烈的地點是靠近赤道的。因而氣旋路線不位在北歐，而在中歐。

這些現象說明了在過去地質年代中冰川作用發生的原因。同時也指出了在地球發展的更古時期中地球轉動是比較快速的，並且氣壓變化劇烈的地點是靠近於赤道。所以古時的冰川作用，例如石炭紀的冰川作用等，都集中在赤道附近。

勃朗諾夫的假說是所有地球假說中最正確的一種。它是從地球總動力出發的，後者決定了地球部分的運動，其中包括大氣運動。不過勃朗諾夫的學說中認爲大氣循環與海陸劃分無關，這點說法乃是唯一不能令人信服的地方。這兩種現象都是因地球旋轉運動而發生的，並且地球旋轉運動一般發展的特殊性，就是具體表現在地球的冰川地形中。

雪覆蓋層地形 自然界中固體的水分佈得非常廣泛。固體水是構成地形的岩石，它在許多地區中決定了冰川景觀的特點。固體水形成的方式形形色色。水在固體階段中造成的地形因冰塊的形成方式不同而異。

按照成因，冰可分爲若干類。水在固體階段中的形態有幾種分類法，其中意義最大的是維爾納德斯基（В.И.Вернадский）、托爾斯契欣（Н.И.Толстихин）及道勃羅伏爾斯基（А.Б.Добровольский）的分類法。

依據維爾納德斯基的意見（見圖表），固體的水可以劃分爲三大類和若干亞類、種、族:

類別一、淡水固體水。

種別一、地表固體水。

亞種一、天落固體水。

族別一、烏雲和白雲。雪、雪珠、冰雹、霜及其他等。

亞種二、地上固體淡水。

族別二、褪色冰（霜、土壤褪色冰、冰鐘乳石）。

族別三、死水冰（湖泊淡水冰）。

族別四、流水冰（河流冰、河底冰及河面冰丘（наледи）。

族別五、雪覆蓋層（降雪、粒雪）。

族別六、冰川冰。

族別七、融洞冰。

族別八、水圈中的淡水冰（冰山）。

亞種三、生物圈冰。

族別九、永久凍土帶。

族別十、古代冰。

類別二、鹹水固體水（солёные разности）

種別三、地表冰。

亞種四、地上冰。

族別十一、海洋冰。

族別十二、湖泊冰。

類別三、鹽水冰（рассольные разности）。

種別三、地表冰。

亞種五、地上冰。

族別十三、海洋冰。

族別十四、湖泊冰。

維爾納德斯基提出的按照冰的天然種類的分類圖表，表明了它們的形態是多種多樣的。從地球化學觀點來看，這個分類法是非常合理的，但是它不能反映出作為構成地形的岩石——冰的特質。

道勃羅伏爾斯基把冰視為岩漿岩和沉積岩來研究。並且從這兩個類別中每一類又劃分為若干型式：

I.**岩漿冰岩**　A.冰岩好似由源源不絕的不為一點一滴的岩漿所形成的。

（1）冰殼　它是一種由地面上較穩定的水所結成的冰，冰殼外貌是一種上下呈水平面的冰層，其結構是垂直於凍結面的柱狀結晶集合體。它們形成於湖泊中，水流不急的河流中以及在兩極的海洋中。

（2）水流冰　這是由地層內急湍程度不等的流水所形成的，它們是分散在液體水中的針狀及片狀的結晶體，並具有集結為海綿狀物質（小冰片、薄冰片或"小冰塊"）的趨向。

（3）底冰　底冰是形成並固結在水流底部的冰，具有海綿狀構造。它們覆蓋着一些小石子、水草及各種各樣的物體，這些物體在漂浮時又會漂到上面去。

Б.滴水所造成的冰岩。這裏面包括由於滴水（雲）與冷却了的物體相接觸而形成的霜。

В.混合冰岩——土壤冰。

Ⅱ.沉積冰岩 它是在原生雪覆蓋層經變質作用而產生的。它有幾種變形：（1）雪覆蓋層；（2）粒雪；（3）粒冰；（4）冰川冰。

這一分類法提供了關於水在固體階段其形態成因的簡明概念，但未能表達出淡水與礦化水等的結晶作用的特點。同時，這種分類法也未能指出作爲岩石的水在地形上的意義。

托爾斯契欣所提出的自然冰的分類法也具有同樣的缺陷。他把冰看作沉積岩。其中有的是古代的，有的是現代的，它們是由大氣和水中分出來的產物。

按照形態特徵，極地地形的類型可以依其本身固有之基本形態的組合分成以下幾個類別：

冰地形的地貌分類表

型	類	組
極地或雪地	層狀冰地形	河流冰 湖泊冰 海洋冰
	覆蓋冰地形	雪覆蓋層冰 冰蓋
	土壤冰地形	永久凍土帶 古代冰

層狀冰地形 由於水結晶（結冰）的結果而產生的層狀冰是一種水平層，這種水平層是由垂直於凍結水平面的結晶體所組成的。冰層厚度大小差異甚大，但從不超過幾公尺。

層狀冰通常週期發育。冬天它爲構成地形的一個因素，夏天則融化了。層狀冰發育於具有地表水的地方，冰原的形態就是由地表水來決定的。層狀冰形成於河流、沼澤、湖泊和海洋中。不論形成條件如

何，層狀冰總具有光滑的表面，在寬廣凍結的水池中則會形成一片寬闊的冰平原。

河流冰地形　水流表面冰層的發育決定於水流的溫度和流速。冰的形成是從兩方面進行的。冰層的加厚一方面由於自下凍結，也就是說，與水面浮冰相連結的水層變成固體狀態的結果。另一方面，冰層厚度也會因自上凍結的結果而增大，自上凍結的原因在於降水和湧出冰面的水連結於冰層的結果所致。覆蓋在河流上的冰因河流水平面的漲落垂直地適應水平面而運動着。當水平面下降時冰就發生變形，產生了張力裂隙。另外，當水平面上升時冰同樣會發生變形。在這種情況下，通過裂隙湧流到冰面的河水可以形成厚達0.5公尺的水層，有時還要厚些。這股水以後凍結起來，就增大了冰層的厚度。在溫帶河流的水面有時並不完全凍結，這時在冰中可看到冰層中間的水。

河流冰可以構成冰原，冰原外貌決定於河床的形狀。在大河流中某些地段冰原具有非常水平的面。這種冰原表面的一般傾斜度是順着河流方向的，並且與河流本身傾斜度的大小相一致。在小河中由於水平面劇烈降低，冰原的面一般是凹陷的❶。

河流冰的平坦的面乃是結冰時期最便於交通的地形。當春天到來，河裏的冰開始融化的時候，河流的冰蓋逐漸破壞了，解凍了的河流就把碎冰帶往海洋。在流冰時期，冰對河岸進行機械作用，在河岸側邊留下了被損傷的痕跡，有時就形成了位於河流水浸階地表面的侵蝕階地或侵蝕溝。

沼澤冰地形　在沼澤中層狀冰發育的條件與在河流中不一樣。由於沼澤深度不大，冰常一直凍至底部。凍結過程進行得也不均勻，這是因爲它受各種機械混合物影響之故，首先是受植物夾入的影響。因此，沼澤冰層的面不是光滑的，而是複雜的微型地形。沼澤冰面是多節的，滿佈着無數有拳頭般大或者更大的小瘤。在冰原之上凸出着由

---

❶這種現象常常在不大的河漫灘湖泊中表現得特別明顯，這種湖泊的水平面在冬天下降得很急劇。這種湖泊的凍結面常呈非常淺的碟形，其最深部分位於湖心。

沼澤的草墩凍結而成的較大的冰丘。

在沼澤環境下經常會形成河面冰丘，這是在有泉水升達地表處生成的冰瘤。泉流接連不斷地帶來了大量的水，這些水凍結起來，構成了大堆的冰。像如此充塡河谷和地溝的冰具有極大的厚度。冰丘一般是平滑的，但因冰凍結層厚度不均勻之故，常有波浪狀表面。在一定的氣候條件下龐大的冰丘在夏季不能融化，其時就成爲橢圓冰塊狀的穩定形態。這種冰塊丘在東部西伯利亞常可見到。

冬季，沼澤中的冰常爲雪所覆蓋，因而本身就失去地形意義。春季，沼澤冰不能像在河流中一樣迅速崩解，而是逐漸地融化，裂成厚度不勻的碎塊，漂浮在融水之上，或者成爲個別冰塊橫臥着。

湖泊冰地形　湖泊中冰的形成條件和在河流中冰的形成條件相仿，部分地與海洋中的情況一樣。湖泊冰的厚度可達數公尺。由於湖泊凍結就形成冰原，其外貌和面積決定於凍結湖泊的外貌和大小。湖泊冰原的原生地形具有非常平坦的面，和靜流狀態下的水面相一致。以後由於雪在冰層上陸續堆積，原來的平滑面上就產生了次生凹凸面。有時，在颳大風時由於薄的冰殼斷裂也會生成凹凸面。這時風往往會把湖泊中某一地段的冰擊碎成尖稜狀碎塊，並把其堆積起來。由於碎塊有大小，凍結時就產生不光滑的冰面，或產生與北海中的積冰大致相仿的小丘狀地形。

在春季，湖泊冰原逐漸開始崩解。最初冰層變得鬆軟，以後由於冰層融化就變薄了。鬆軟的冰很易擊碎而裂成小冰塊。這樣，漂浮的冰塊加强了對湖泊的破壞作用，它是湖浪冲擊湖岸時的特殊撞擊器。這些擊痕呈階地形狀，分佈在冲擊浪濤能達到的水平面上。冲擊成的階地，在堅固的岩層上常又爲浪濤所擊毁，因此它存在的時間是短促的。

海洋冰地形　兩極海面上的層狀冰能造成寬廣無際又極爲平坦的冰原，這種冰原在一年中的大部分時期內都有。在溫帶的海中，在冬季裏冰原分佈在沿岸部分。海中冰的產生條件與湖泊和河流中稍有不同。這個差異主要是由於海水成分和海面波動的極大活動性而決定

的。水面的凍結進行得非常緩慢，它是一塊塊的逐漸凍結在一起而形成整片的冰面的。冰面也是活動的，它逐漸地順着當地海盆地中的水流方向而移動。從地理上來講，海洋冰原主要集中在兩極地帶。在北半球漂浮的冰原佔有寬廣的面積。在南半球也佔着廣大的地區，不過這些地方比北半球更近於赤道。在這裡，光滑的層狀冰面與南極的冰漠相接連。

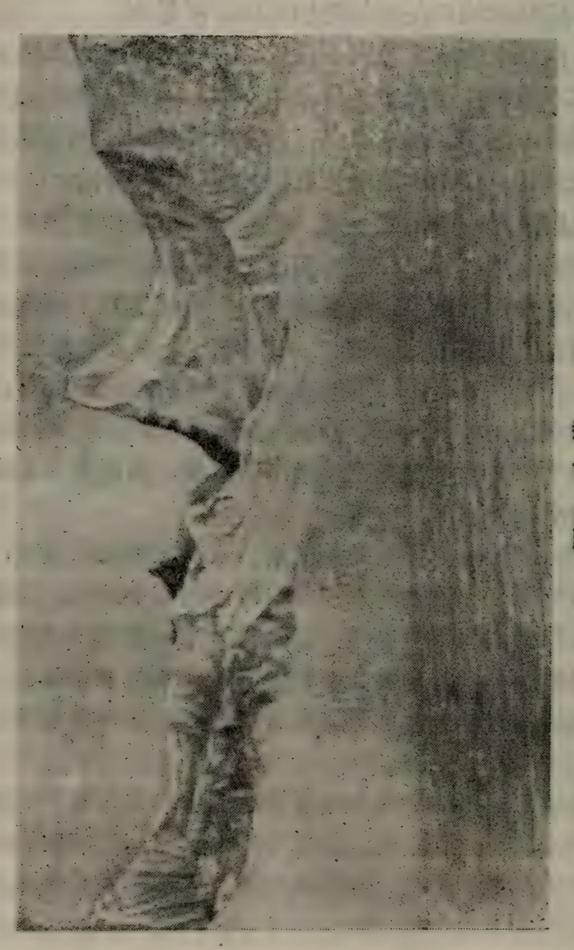


圖70. 冰漠

海洋冰面地形極爲多種多樣。冰層表面的原生形態是平坦的冰原，在它上面看不到斜坡和凹凸面，甚至於連十分微小的凹凸面也看不到。這樣的平面是年輕的冰所具有的。隨着時期的進展，由於水和風的機械作用及覆於冰上複雜的疏鬆雪面形成的結果，冰原地形就複雜了起來。風順着氣流運動的方向把冰從海面趕走。在這種運動過程中冰層被海浪冲裂爲寬廣程度不等的冰原或個別的冰塊。這些冰塊互相重疊，成垂直的，或倒翻過來的形狀，以各種不同角度而傾斜。以後，碎冰塊逐漸凍結起來便形成了亂冰堆，其四周爲大小、坡度及位置都極不相同的冰塊所圍繞。這樣就產生了積冰（圖71）。最小的積冰（ропаки）可達幾公尺高。積冰可能是幾次發生的，這就是說可能碎成個別碎塊，以後又重新凍結起來。這種積冰的破壞和造成在一個冰原的存在階段中可以重複幾次。冰原可以存在到海流把它帶到較溫暖的海面爲至，在那裡冰就完全融化了。

"北極"漂浮站對北極海洋冰原進行了非常有價值的觀察。這些觀察確定了冰有極大的活動性和冰原的外形是非常易變的，這種冰原在幾小時內就會因風力而改變自己的外形。後者的情況，如同積冰地形本身一樣，往往使海中的冰原形成了高低不平難以通行的地形。

覆蓋冰地形 覆蓋冰地形是由於降雪的結果而形成的。它與層狀冰之區分在於它廣泛地分佈在降雪的區域內。雪是造成各種冰川形態的原始組成物。固體水覆蓋層的厚度是多變的。在溫帶它的厚度祇有幾公分，很少達到幾公尺。在冰雪地帶中，冬季裏雪覆蓋層在夏季保留下來的殘雪上加厚起來，這樣在某些地段它的厚度會達到幾千公尺。覆蓋冰地形通常是外力加給地形最顯明的例子。只要看一下冬天的情形就足以明白，它的外形的所有特點都爲積雪層所決定的。在覆蓋層覆蓋之下，較古老的地形變得很平坦了，並且處於掩蔽狀態。

在地貌上，覆蓋冰地形決定於雪的演化。其主要環節就是雪——粒雪——冰。

雪是在寒冷空氣中由水蒸汽所生成的結晶體。它的形態是極爲多種多樣的。我們從藉顯微鏡照像蒐集到的5300張照相中的觀察所知，它們彼此之間是盡不



圖71. 積冰。在冰中的爲"弗朗號"（阿蒙森攝）

相同的。在這些形形色色的雪結晶中比較普遍的形狀是薄片狀、柱狀和針狀。前兩種形狀的雪是在氣候比較穩定並且比較溫暖時降落的。針狀冰是在强烈的嚴寒中產生的，它的體積不大，只有當它在空氣中閃耀時才能被我們看到。這些結晶體當堆聚得很多的時候，就形成大量疏鬆的、易散碎的雪，這些雪甚至在颳小風的時候也極易被搬運開去。雪的針狀結晶體乃是山區和兩極地區雪的最普遍形態中之一種。在山區和兩極地區，雪的最普遍的形狀是呈小型雪球狀的米粒雪（крупа）。當堆積了極大數量後，這些雪球就成爲風的加工改

造的對象，它們是造成各種不同堆積地形的原料。

在溫和氣候地帶的冬季與在高山區和兩極地區的夏季裏，雪主要呈雪片狀降落下來。雪是由一個個光輝的雪結晶連結起來而生成的。雪片的體積有時極大。道勃羅伏爾斯基曾經指出，1892年12月在德國降下的雪片直徑達8—12公分。卡列斯尼克也曾指出，在雪片中雪粒的凝結力是很大的，有時甚至會產生長達1公尺的完整的雪環。疏鬆的雪成覆蓋層平鋪在地表上，形成下面所要敍述的特殊地形。

由於長期的堆積，雪就受到變質作用或粒雪作用(Фирнизация)，粒雪作用第一個環節就是粒雪的形成。世人多認爲粒雪作用是疏鬆的雪融化了的結果。粒雪產生的過程是依如下的順序進行的：在壓力的影響下積雪層的底層漸漸變得結實。而上層在白天因受陽光照射的影響而融化。滲透到雪層深處的水，呈薄片狀覆蓋着雪的顆粒，後者在水凍結時就增大了。當新的雪降下時，這種過程又會重複發生。因此雪具有顆粒狀的構造，並且在剖面中的顆粒是層狀的。粒雪在溫和氣候地帶也可見到，在春天，那裡未融化的雪具有顆粒狀構造。

近年來的觀察斷定了由雪變成粒雪的過程是非常複雜的。

1.粒雪是由若干聚合的結晶體所組成的結晶綜合堆積，粒雪顆粒的大小越往下越粗大。

2.冰層與雪原面平行成層，並且由水平排列的結晶體構成。

3.冰柱呈垂直狀分佈，並且嵌入到地下，深度達3公尺。

按照這些學者的意見，粒雪作用是昇華作用的結果，這種昇華作用是由於水蒸汽對在冰層中的冰結晶有各種不同的彈性而發生的。冰層與冰結晶面成反比例。當已經穩定的平衡因溫度變化而破壞時，水蒸汽由小的結晶體變爲大的結晶體，並且大的結晶體因合併了小的結晶體而再擴大，因此個別結晶的凝結物匯合成間層狀，再往後就成爲緊密的冰層。依據阿爾特曼（Альтман）的見解，除了昇華作用以外，在粒雪作用過程中滲透在雪層中的水也起了極大的作用。水能對粒雪作用發生影響是在粒雪原表面上的溫度足以能够把雪融解的時候。在雪不能融解的情況下，粒雪作用大約是冰的蒸發作用和繼此之後發生結晶作用的結果。

粒雪具有因積雪過程發生間斷而引起的層狀構造。在先後兩次降



圖72. 粒雪原

雪的中間，已經降下的雪很快就發生極大的變質，因此在順次堆積的雪層之間分界線是十分明顯的。如果雪能稍微融化，在相鄰兩雪層之間就會有冰間層。

粒雪堆積地區具有它固有地形的特徵，這種地形的總和決定了粒雪原的特點（圖72）。

粒雪由於緊結漸漸成塊，變成粒冰（фирновый лёд）。粒冰是白

色的，這是因爲它含有無數氣泡的緣故。以後粒冰更加堅實，變爲純淺藍色的冰川冰。它是積雪層變質作用的最後階段。

積雪層地形　一般覆蓋於原有地形上的積雪層，由於它的厚度都不甚大，通常把原有地形變爲緩和的形態。不過積雪層的厚度雖然不大，它還是能夠完全確定冬天景象的特徵。當地表在太陽光的影響下而稍微融化時，雪的上面就覆蓋了一層薄冰（наст）或者稱薄殼冰。薄冰是一種透明、無色、在陽光下像玻璃一樣發光的冰。如果積雪層具有一般波浪狀表面，則薄冰就有彎曲形狀。在薄冰下面雪依然是鬆軟的。

積雪層的平面，只能保持到第一陣烈風吹起之前，在此之後，積雪層的地形就開始轉變了。風能造成吹颺地形，也能造成雪堆積地形，在這兩者之中，後者具有更大的地貌上和經濟上的意義。

雪的吹颺地形發生在爲雪覆蓋地形的最高地方。這是一種具有很緩斜坡的陷落窪地。在這些窪地的底部，由於雪層全被搬運走，凍土或冰塊就露出於地表。

當颳烈風時，疏鬆的雪被吹動了，雪花一直在運動，直到它們在路途中遇到暫時把它們阻住的障礙物時才停滯下來。這時候在這些地方就會發生由雪形成的堆積地形。

雪的堆積地形極爲多種多樣。其中最普遍的有這幾種：（1）圓錐形雪丘；（2）雪堆（намёты）；（3）雪壠或雪波（заструги）。

圓錐形雪丘是一種在障礙物的下風方向發生的小丘，氣流繞過障礙物時，在其周圍形成一種旋風運動，因而喪失了風的運輸能力，使雪沉積下來。被阻止下來的雪花逐漸積成了雪楔，以後又繼續擴大，就成圓錐形雪丘，它的底朝向障礙物。這種雪丘的外表類似在沙漠地區生成的沙丘。當具有大量的雪和相互貼近的障礙物時，就會形成丘陵狀和波浪狀的雪。這種情况在森林苔原、廣闊無際的沼澤多丘平原和其他地區中均可見到，那裡，積雪層加厚了雪下的不平面。雪丘的特徵是有不對稱的斜坡，較陡峭的斜坡是在向風的一面，較緩的斜坡則在背風的一面。冰丘高度一般可達幾公尺。

雪堆是由廣闊雪原上的雪所造成的地形。它們產生在沒有障礙物使雪因機械作用而阻留住的地表面上。由於空氣在雪的平面上產生波狀運動的結果，大量疏鬆而易活動的雪就發生堆積。雪堆積的形態就把這種波狀運動反映了出來。

由雪堆成的地形——雪堆——就形態上來講，與沙漠地區中的新月沙丘是極相類似的。雪堆具有不對稱的斜坡，向風的一面是平緩的；背風的一面是陡峭的。前者稍微凸出，呈圓形；後者因雪堆被形成它的風所吹颺的結果，因此是凹陷的。雪堆向風邊緣的凹部是朝着背風一面的。所以陡峭斜坡的上部微懸在其底部上面。在雪原中雪堆有時單獨分佈，但通常相鄰的雪堆常以自己的邊緣兩相銜接起來而形成較複雜的地形。

雪堆的大小是多變的。一般它們不超過幾十公分。在個別情況下，在極厚的疏鬆雪層中，雪堆的高度可達 2—3公尺，有時更高。在冬季這種形態在北哈薩克斯坦平原上和 西西伯利亞 平原上常可看到。

雪堆只能在極短促的時間內保持其正規的形態。倘若在雪堆上雪的堆積延續了很長的時間，原來雪堆的邊緣就互相銜接起來。這時候這種雪堆就開始成爲雪運動中的機械障礙物而把雪阻止住。於是便開始產生不對稱的雪堤（снежный вал）或雪壠。

雪壠是沿着垂直於風的方向而伸延的，並且具有極大的長度。當一個雪壠終止時，另一個雪壠似乎又繼之而起。這樣綿綿不斷，沒有止境。雪壠乃是雪原地形最常見的形態。

形成雪堆後，降雪又把雪壠的斜坡緩和起來。風向的改變促使它們的位置變動。在這樣的過程中就會產生一般的雪丘地形。雪壠或雪波乃是雪原地形中極普遍的形態。人們在研究了雪波的規律性分佈以後，都利用它作爲旅行於西伯利亞、加拿大以及其他許多地方時測定方位的依據。

雪漠地形形成的歷史具體表現在積雪層的不平面上。皮湼京（Пинегин）曾經這樣描述過：

"在銀白色的雪面上，好像有過尖銳的工具揮動過似的，刻劃出了凹地和線條。每個高地，每個小丘都好像經過神手雕刻過似的，朝向山嶺一面伸展。假使留神細瞧一下，就可以看到雪面上有整列的這樣的山嶺。每一個山嶺都沿往昔颮風的方向伸延。另外可以看到在突出的障礙物附近山嶺星羅棋佈，儼如風的"玫瑰花圖"(розы ветров)，我們把這樣的山嶺描繪出來，顯現出任何時期內所颮風的特性。在這裡自然界本身已描繪了這些"玫瑰圖"。我們可以根據這些玫瑰圖推測到前星期中颮過什麼樣的風，甚至於可以判斷出風力。因爲强烈的暴風留下了具有側邊殘缺不平的高山嶺。同時颮風的時間越長，山嶺延伸得越長。另一方面，在稍弱的暴風颮過之後僅能留下不高的平坦雪壠。因此根據山嶺線的清晰程度就可以斷定這些暴風的連續性了"。

當融雪時，在積雪地形的消滅過程中，可以產生各種不同的形態。其中最普遍的是冰鐘乳石和雪喀斯特。

冰鐘乳石或冰柱產生在那些流着融水的陰峻斜坡上。在冬季有陽光的日子裡，可以很好地觀察冰鐘乳石的形成過程。流動的水滴凍結成冰，在已經凍結了的水滴面上又流着新的水滴，由這樣極薄的冰片便凍結成冰鐘乳石。它的長度往往可達幾公尺。冰柱通常成羣地分佈。如果它們彼此相離很近，則會產生一個完整的冰鐘乳環，有的時候會形成如像昇華冰地形一樣的裙礁。冰鐘乳石和冰環在積雪的山坡和雪堆的斜坡上極爲常見。

雪喀斯特由於雪融化得不均勻而產生，它有由冰丘所組成的不平外表。這種冰丘高達幾公分，有時達2—3公寸。這些隆起的直徑是不一致的，但它們的厚度都不超過幾公厘。在雪喀斯特不平面的分佈情況中可以看到一定的規律性：它們經常是傾向南面，與灼熱的陽光相平行。雪喀斯特在山岳地區中很常見，夏天在雪線分佈區中這種地形尤爲常見。

在山岳中積雪層的形態不像平原中那樣多種多樣。特別是上面提到的雪堆積形態在這裏是很少見到的。在山岳地區中積雪層一般是不穩定的。雪停滯在低地上，在那裏它們積聚起來，就逐漸變成粒雪。在陡峭的斜坡上降下的雪很少能够積聚起來。它通常由於重力的緣故，沿着斜坡向下移動，這種移動我們通稱爲雪崩。雪崩是山岳地區雪地形中常見的現象。大量雪移動的原因主要由於破壞雪穩固性的融水作用所致。在冬天裏發生雪崩的主要原因在於颮强烈的大風、射擊或者甚至於極微弱的空氣震動。

根據大量雪移動的特點可分出許多雪崩的類型，其中最普遍的有兩種（據卡列斯尼克）。

1.塵崩（пылеватые лавины）主要發生在冬天。在運動過程中疏鬆的雪被吹颺帶到空中。

2.土崩（грунтовые лавины）主要發生在春天。在這個過程中結實的雪移動，沿着斜坡向下滾去。結果沿斜坡滾動的雪再黏上新的雪。這樣移動的雪量大大地增加起來。雪崩在自己的道路上掃淨所有的東西。

在雪崩中雪量可達到非常大的數字。例如，1902年在高加索卡玆別克地區中，因地震所引起的雪崩掃去了大約七千萬立方公尺的雪。這些數量的雪在四分鐘內越過了12公里的地區。

雪崩時，由於雪的成分不同，因而移動的速度亦不相同。在雪崩發生時山岳中震盪着奇異的轟鳴聲和在雪崩前發生十分强烈的風嘯聲；在晚間雪崩閃耀着發出無數火光似的深藍色閃光。這種現象是由於大量乾雪和疏鬆雪移動時產生散放電光而發生的。

所謂雪旗是山岳地區積雪層地形的特殊形態之一。它是一種形成在陡峭山坡上的巨大雪簷。雪旗是這樣形成的：開始風把雪沿着斜坡向上吹趕。越過山脊，在斜坡背風部分雪呈雪簷狀堆積起來，好像帽簷一樣懸垂在山頂陡峭斜坡上面。在這些雪旗上雪是非常結實的。它足夠支持起人的重量。

季節性的雪覆蓋層融化得很不均勻。春季在那些雪覆蓋層的厚度比較小的以及位在最有利條件下的地方就會形成融雪場所。融雪場所的範圍逐漸擴大，最後僅在雪層下的低地中留下雪的殘跡。這些殘存的雪具有顆粒狀構造。再往後，連這些殘雪也消失了。

粒雪覆蓋層形態　粒雪原僅能形成於高於雪線的山岳地區中。在平原冰川作用的情況下，粒雪盆地的特點是與冰川原的形態相一致的。在山岳地區粒雪原僅在具有積雪低地的地形條件下才能產生，故粒雪原的形態反映着積雪低地的特徵。因此，在山岳中，粒雪原的外表很少是水平的和平坦的。通常它是稍微凹陷，被切割成無數裂隙，其深

度有時達100公尺，其寬度爲15—20公尺。裂隙形態非常複雜， 其中可分爲冰窟和冰隙。

冰窟或冰窨按照卡列斯尼克的說法是一種幾百公尺長，15—20公尺寬，50—100公尺深的裂口。這些裂口的邊緣是圓的。冰窨所獨具的特點是向深處擴展。這種現象發生的原因在於每年裂口下面形成冰橋，而在融雪季節這種冰橋又被破壞。裂口擴大的原因也在於深處粒雪"流動性"加强的結果。

在粒雪原中的冰隙位於圍繞雪槽高地的坡脚下。按照冰隙位置，它們可以稱爲邊緣冰隙。邊緣冰隙通常成羣分佈，後面的冰隙緊接前面的冰隙。邊緣冰隙的寬度達數公尺，其深度也有幾公尺。它們因粒雪作用的結果由於雪的凝結而生成。毗連斜坡的那一部分粒雪原與斜坡本身相凍結，其活動性較小。雪原中部由於比較强烈的下降作用促使這一部分雪覆蓋層的周圍發生裂隙。

冰川形態　由於雪的變質作用的結果，在兩極地帶堆積着大量的冰，這些冰形成了冰川，冰的堆積通常是在所謂冰川供應區的粒雪原地帶中進行的。隨着冰的大量堆積，它因可塑性而通常沿着高地的斜坡從供應區開始流下來。這種運動的冰流就叫做冰川。冰川與它的供應區——粒雪原——的界線是非常顯明的。在山岳地區中這條界線與雪線相合。

按照冰川原一般的特點和形態，冰川可以分爲下列幾種型式：冰蓋式（或者大陸式）、高原式（或者斯堪的那維亞式）及山岳式。

1922年普利斯特里（Пристли）曾作了較詳細的分類，這種分類法是根據冰川活動的現象來區分的。他共分了四大冰川型式，其後並分成更小的組別。

第一種型式：供應佔優勢地區的冰川建造 。

А.大陸冰

Б.島嶼冰

В.高地冰川

Г.冰斗冰川

Д.粒冰冰川

第二種型式：運動佔優勢地區的冰川建造。

А.陡坡冰川

Б.谷地冰川

第三種型式：流動佔優勢地區（消融）的冰川建造。

А.寬闊終端冰川

Б.流動冰舌

В.山前冰川

Г.匯流冰川

第四種型式：平衡地帶的冰川建造。

А.陸棚冰川

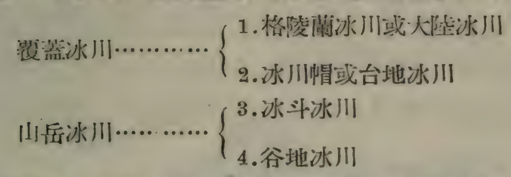
1935年霍勃斯（Хобс）提出了新的冰川分類法。他的分類法是根據冰川循環的演化來區分的。他把冰川循環的演化分成兩個時期——前進時期和後退時期。所有當代冰川都是處在後退的發展階段中。另外霍勃斯把冰川分成三類——山岳冰川、大陸冰川以及冰川帽，它們之間都有相互過渡的關係。

依據霍勃斯的見解，冰川的演化在發展的前進階段中可產生下列形態：胚胎冰川或冰粒冰川(нивационные ледники)。它們互相遠離分佈。隨着時間的進展，由於冰粒冰川數量的增多，它們之間的距離縮短了，往往匯合起來，成爲正樹枝狀冰川（ортодендритовый ледник）。冰川作用越發展，冰川谷地越爲冰川填得滿，最後直伸出到山脚下，並在其四周散開，這樣就產生了具有擴展邊緣的冰川。以後冰蓋覆蓋了整個山區。當冰原上面高聳着個別山頂的時候，就產生斯匹次卑爾根式冰川。在斯匹次卑爾根式冰川中冰覆蓋着所有斜坡，形成冰川帽，以後又形成大陸冰川。

上述冰川分類雖然相當繁複，但是並不能反映出冰川學說中所要研究的冰川的各種不同型式。冰川的形態是由冰川下面的地形、冰本身的運動及其融解或消融而決定的。加蓋在原生不平面上的具有可塑性的冰，均適應於本身的冰床，並在運動過程中直接對冰床起作用。冰流是由於冰川是不純粹的液體或黏性物體而產生的，它們因受本身各部分相互壓力的影響而沿着斜坡向下移動。

冰川雖然與地形相適應，但它仍是非常結實的，這表現在它運動的時候還保持着自己的個性，而不與周圍地形滙合在一起。這些性格的結合也決定了個別冰流冰川作用的特徵，而在它們的邊界則決定了個別冰川的特徵。冰川消融一般在表面進行，這就決定了冰川形態的

特點。這些不平面的生成乃是冰因其位置與其所含雜質之不同而融化得不均勻的結果。基於這點，就可考慮冰川本身和冰川地形一般的地貌意義。我們可以把覆蓋冰的形態歸納成為下表：



格陵蘭（大陸）冰川　現代人們只知道在兩極地帶有大陸冰川。在距今不遠的過去地質年代裏，在第四紀時期，北半球廣闊的平原土地上大陸冰一直覆蓋到中緯度。大陸冰川形態的特點，在格陵蘭和南極洲表現得最為明顯。

在格陵蘭，冰川覆蓋着古老的地形，這些地形都為由玄武岩構成的寬廣台地。格陵蘭的西部和南部具有山頂高度不超出1600公尺的山岳地形。該地最高頂點是蘇盧格蘇盧特(Сулугсулут)山峯，高達2240公尺。克里斯齊安斯高勃（Кристиансгоб）稍南有丘陵地形。島嶼中部有冰盾。只有寬度在15 –160公里的狹窄沿岸地帶沒有冰存在。在格陵蘭雪線位於320公尺(約爾克〔Иорк〕角)到1500公尺之間的高度。

冰所佔的面積共達1,869,000平方公里。依據傑克爾文（Де-Кэрвен）的資料，冰蓋是由三個冰川作用的中心組成的。第一個中心或穹地，位於北緯65°，高度達2700公尺；由此向北（北緯70°）分佈着第二個穹地，高2800公尺；第三個冰川作用的中心在北緯76°，高3000公尺。冰蓋厚度達1900公尺，平均約1500公尺。

在格陵蘭沿岸部分的冰盾一直伸延到離海岸線不遠的地方。在約爾克角與萬傑爾（Вандель）島之間（相距375公里）的海岸線範圍內，冰盾伸延至海洋的有七十處。這裡發展着現代的冰川，冰川的寬度有些地方達10公里。在格陵蘭冰的運動極為緩慢，其速度每年不超過20公尺。在冰川區域內冰的流速就快得多了，有些地方可達7000公尺。著名的格陵蘭冰山的供應區就位於此。格陵蘭冰盾的消融僅在狹窄的沿岸地帶（闊約30公里）可以見到。這裏在冰面上高聳着個別岩



圖73．冰原石山。格陵蘭

石——冰原石山（нунатаки）（圖73）。冰盾的其他地方覆蓋着決定其獨特地形的雪覆蓋層。

南極大陸是高的台地。它一面是以高大的山脈——遙接南美，並遠遠地向南極伸延的南安第斯山脈——爲界的。看來，整個山脈是經由格烈赫姆島（Земля Грехема）通到南維多利亞島（Земля Южной Виктории）的。

在南極洲，雪線位於海平面上。所以面積約佔13,500,000平方公里的整個大陸幾乎都被冰覆蓋着。冰蓋厚度達1500公尺。冰面是低丘狀的平原，在極地附近達於海平面以上3000公尺的高度。在南安達斯山脈區域內冰盾位於山麓，而在山中冰川具有單純的山岳特性。在具有强烈割切地形的地方分佈着小的、局部的冰穹地。在冰盾面上極大部分地方沒有雪。這些地方的冰因本身有勻稱的淺藍色可以與雪區別出來。這種現象在雪被風吹去的地方可以見到。在環境有利於積雪的

地方，冰就位於很深的深處，在厚層的粒雪下面 。

冰盾流到海洋以後，就成爲巨大的冰崖（圖74）和寬度在十公里至幾百公里之間的龐大冰川（貝爾特留爾〔Бердлюр〕冰川的寬度爲208公里）。冰川流入海洋後就斷裂，形成巨大的冰山，其面積有時可達幾百平方公里。冰川消融是極其微弱的。冰量的減少是因爲冰山斷裂粉碎的緣故。由於冰的消耗量和它的堆積量互相平衡，故現代的大

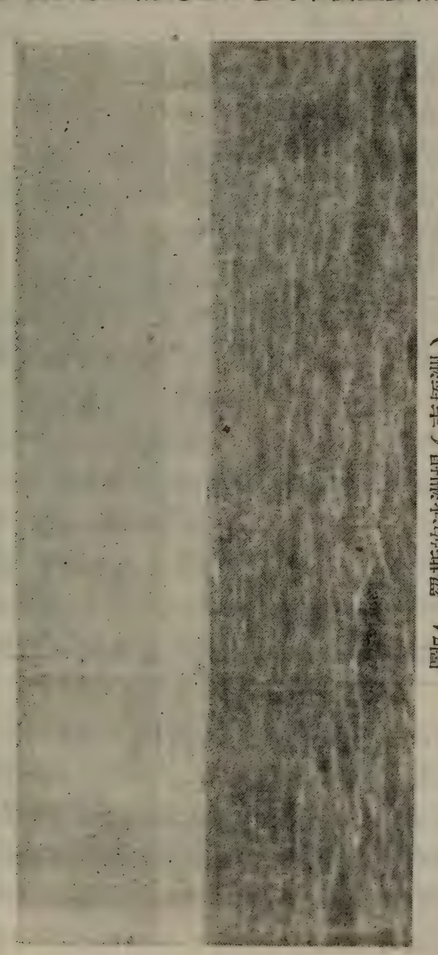


圖74. 羅斯的冰洲堤（南極洲）
冰洲堤的平均高度爲50公尺，最小高度爲3公尺，最大高度爲84公尺

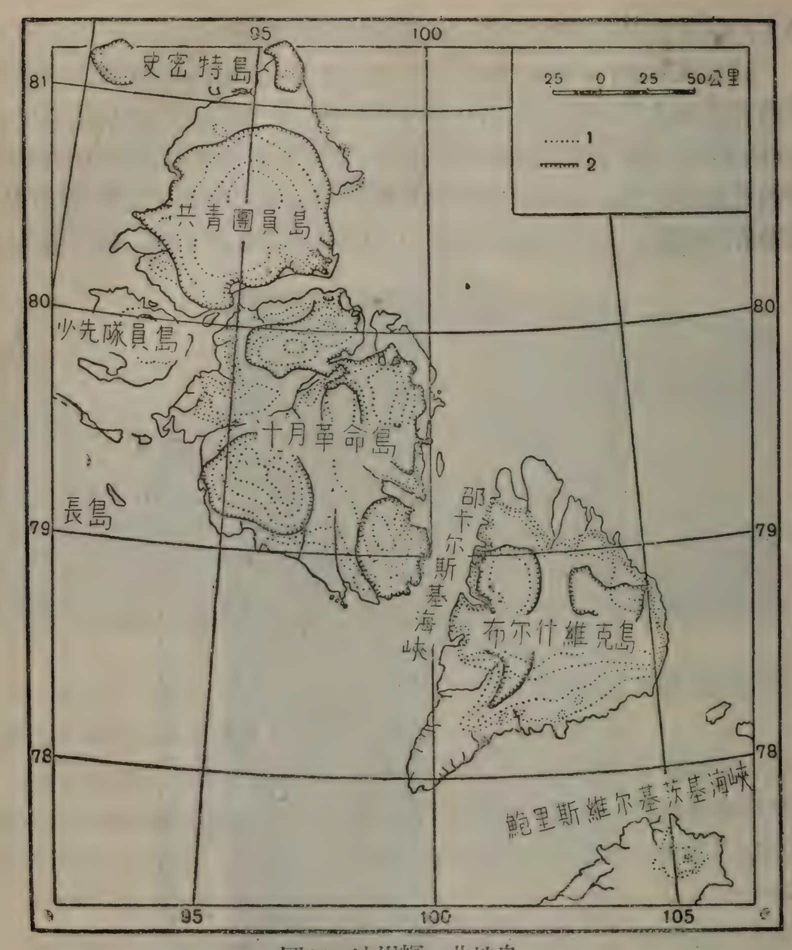


圖75．冰川帽。北地島
1—等高線；　2—冰川

陸冰川作用都處在發展的靜止階段。

冰帽（或台地冰川）發育於台地或四周圍着陡峭斜坡的高聳的平坦面上。在這種情况下冰帽在雪線位於平坦面以下的時候形成。台地的陡峭斜坡不利於積雪。所以在台地和雪線的積雪層之間就產生了無雪地帶，這樣由下面看來就成了雪帽。雪帽也能够沿着火山錐的火山

口發育。冰島的冰川即是冰帽的例子。

冰島的冰帽分佈在三個地帶：島嶼的北部、中部和南部。北部地帶的冰帽位於平坦的高原上。在這裏，四周爲不規則邊緣的德郎格約庫爾（Дранго-Иокуль）冰帽佔地350平方公里；在冰島中部蘭格約庫爾（Ланг-Иокуль）冰帽佔地1300平方公里；冰島南部的冰帽面積最大。例如：在多數冰川中的瓦特納約庫爾（Ватна-Иокуль）共佔地8800平方公里。這個巨大的冰穹地具有複雜的地形，它的南部拔海達2100公尺，它的邊緣部分是低地，上面流着佔地幾百平方公里（勃羅阿爾約庫爾〔Бруар-Иокуль〕佔地500平方公里）的冰川舌。當冰川到達山脚時，就四散分流形成廣寬的山前冰原。冰島的冰帽面是平凸而光滑的，並具有一般的雪地地形。在這些冰帽上面極少有光禿的頂峯和岩石升起——冰原石山。冰島的某些冰川的中心位於巨大的火山源範圍內。

厚大的冰帽在斯匹次卑爾根的某些島嶼上分佈很普遍。在東北地島（Северо-Восточная Земля）境內有五個冰帽，它們的厚度在都200公尺以下。每一個冰帽的中部都是隆起的，因而決定了冰盾面的形狀是凸出的。在法蘭士約瑟夫羣島上有無數冰帽。該羣島的島嶼都是不高的玄武岩台地，台地上發育着厚層雪帽，其總面積約爲17,000平方公里。依據斯皮札爾斯基（Спижарский）的見解，法蘭士約瑟夫羣島的冰川與南極的冰川相類似。這裏冰川並不很緊密地覆蓋着島嶼。冰川面上升起着無數冰原石山。個別冰原的形狀儼如正圓的大麵包，與無數谷地冰川相互交織着。

在古閉爾島（Гукер）、南森島（Нансен）及其他島嶼上具有在形態上表現得非常明顯的穹地。在其他地區中，如新地島上也有冰川，該島北部的中央部分爲冰盾所佔有，其邊緣部分有些地方降入海中（圖75）。

在高達1650—2500公尺的斯堪的那維亞地塊的光滑面上也有冰帽存在。廣寬的粒雪原供應着無數沿邊緣山谷向下滑瀉的冰川。在諾爾蘭達弗羅斯齊什（Норланда-Фростиш）地區、厄爾夫達爾（Эльвдаль）盆地和其他地方都有形成得很完整的冰穹地。在挪威最大的冰帽中值得注意的是佛爾蓋豐（Фольгефон）穹地，其面積達288平方公里。

從上面列舉的例子中可以很顯然地看到台地冰川的縮影。所差別的僅在於冰川的面積。在上述情況中，冰川面積只有幾百平方公里。在現代地質條件下，冰帽呈現後退形態，它們是大陸冰川作用中古老冰川的慢慢衰亡部分。

山岳冰斗冰川　山岳冰川與平原冰川的區別在於它具有多種多樣的形態。這是與山地地形的繁複程度有關，因爲山岳冰川是按山地地形而發育的。除了山地地形以外，山岳冰川的形態還决定於冰川的大小。根據這些因素的相互關係山岳冰川可以分成兩組——冰斗冰川和谷地冰川。

冰斗冰川　在山岳環境下，當山岳高度不大、降雪量不多的情況下，冰川作用不會有大的規模。雪通常大量地堆聚在低地（冰斗）中，但它不足以供應冰川。因此冰斗中的粒冰沒有供應區和消融區。冰斗冰川一般都不大，它們常呈圓形，或不規則形狀。冰川的三面界以懸崖，僅朝向斜坡山脚的一面是開口的，在這一面冰川又爲峪坎（порог）所界限。在某些情況下，當冰川充塡了斜坡上不深的低地時，冰川就具有橢圓形，好像懸在山坡上似的；這種冰川我們稱之爲懸冰川。

冰斗冰川和懸冰川單獨地或成羣地分佈在相當於雪線高度的一定水平面上。它們時常成羣地位於高大的山谷斜坡上或者在山中河流上游主要冰斗的斜坡上。在後一種情況下冰斗冰川呈半圓形分佈，形成馬蹄般的圖形。當粒雪原因氣候條件變化、大量冰川融解而衰微時，也能產生類乎此種形狀的冰川。

在山岳中冰斗冰川和懸冰川分佈極廣。在那些冰川作用規模不大的山岳地區中，冰川通常都屬於這一類。

庇利牛斯山北部斜坡的冰斗冰川和懸冰川是很好的代表。在那裡，冰斗冰川和懸冰川的總面積共佔40平方公里。在烏拉爾北部也有冰斗冰川。它們約佔地3平方公里、並且都集中在鋸齒形的山頂地區上。例如薩勃里（Сабли）峯有七個冰川和五個雪谷；人民峯有八個冰川；海姆（Хайм）峯有一個冰川。在中亞細亞山岳中可以見到許多

冰斗冰川和懸冰川。在這裏，冰川的數量共有5000個之多。在吉薩爾山脈的西部支脈冰川的數量尤其多（圖76）。

谷地冰川　在良好的氣候條件下，冰斗冰川就很快地增大。大量的粒冰開始沿斜坡下流。充塡谷地的冰，形成冰流或冰川，流到大大低於雪線的地方。冰川的規模决定於氣候的特點，更主要的是决定於供應冰川的粒雪原的大小。冰斗冰川和谷地冰川之間的基本差别，在於後者具有異常顯明的供應區和消融區。根據這些特點，冰斗冰川可歸屬於第二類，而谷地冰川歸屬於第一類。

谷地冰川是一種冰流，它們的形狀反映着冰所充塡的谷地的特點。這樣就產生了極爲多種多樣的冰川，這在上面所列舉的類别衆多的分類中可以看到。如我們所指出的，這種分類是根據冰川外貌的特

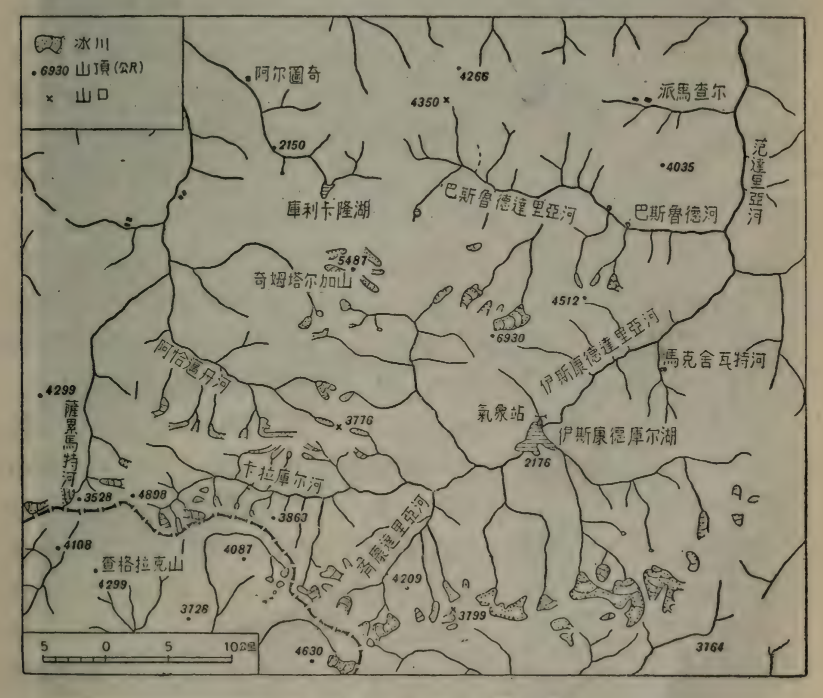


圖76. 冰斗冰川。吉薩爾山脈

點而規定的，但是，即使是一種最複雜的分類，也不能反映出冰川所有的各種不同的形式。因爲冰川本身形狀是有變動的，是在冰川運動過程中經常變化着的。所以依照冰川部分特徵而規定的分類，並不能

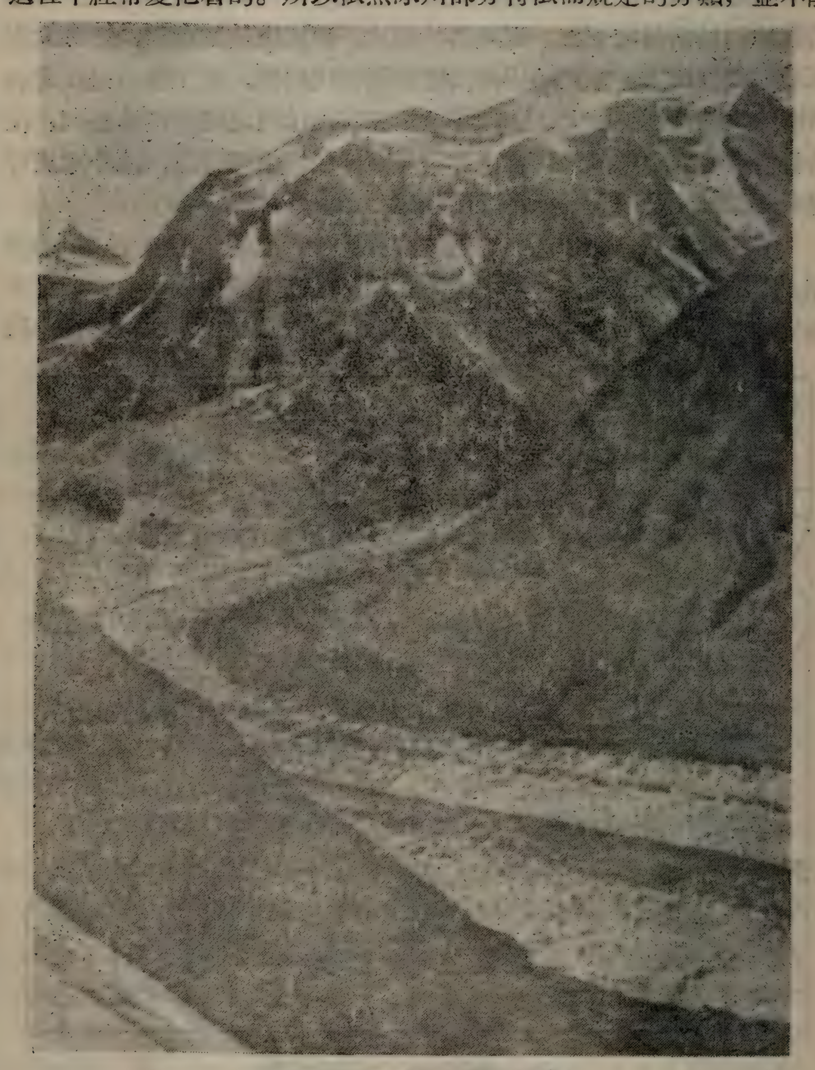


圖77. 谷地冰川。斯大林峯

達到理想分類的目的。

在一般的現象中，谷地冰川僅佔谷地的上部，在谷地範圍內冰川舌自由地分佈着。大部分山岳地區冰川都具有此類形狀（圖77）。在補給量充分的時候，谷地冰川的一般形狀就會改變。由於幾個冰流滙合的結果，產生了複合冰川或樹狀冰川（圖78）。如果後者完全充塡了谷地，則在谷地斜坡的某些較低地段中，冰就越過分水嶺開始流入相鄰的谷地。這樣就產生了合成冰川。



圖78．卡拉科魯姆山脈中的合成冰川。中亞細亞

在强烈的冰川作用下，冰流能够達到山前，並且向四周散流，因此其邊緣大大擴展。這時就產生了寬闊邊緣冰川。這種冰川變形在堪察加半島、北冰洋諸島嶼以及其他地方表現得特別顯著。

寬闊邊緣冰川再繼續發展就會使相鄰冰川的邊緣合在一起，形成位於山區山前的光滑冰原。這就是山前冰川。在現代的條件下山前冰川見於阿拉斯加。聖依勒依山坡上的馬拉斯平冰川，也可作爲這類冰川的例子。

在封閉谷地的底部冰的堆積層乃是谷地冰川特別的類別。這類冰川由雪崩的聚積而生成。在很深谷地的底部，大量的雪就形成了再生冰川。這類冰川通常發育在終年積雪的峻高而又陡峭的斜坡坡脚。吉薩爾山脈杜克丹山隘的冰川，可以作爲此類冰川的例子。克列別爾斯別格把波拉爾瑪斯、西爾吉、賽里烏查米以及彼得一世山脈中其他地區

的冰川都列入於這個分類中。這類冰塊也能在冰川迅速衰退過程中產生。

谷地冰川是現代山岳冰川作用中最普遍的形式。它們以極不一致的形態出現於阿爾卑斯山脈、高加索山脈、中亞細亞山岳地區、堪察加半島、阿爾泰山脈、薩彥嶺、美洲、新幾內亞以及其他區域中。

冰川表面形態　冰川的外形決定於冰運動的特性、消融、碎屑物雜質等。由於冰的運動不很均衡，冰川流在沿着不平的冰床運動時，因伸延而發生斷裂。這時就會出現無數割裂冰川表面的裂隙，裂隙的分佈可以劃分爲幾個系統：側冰隙、橫冰隙和縱冰隙(圖79)。側冰隙是因冰川流邊緣部分和中央部分運動速度不均勻的結果而產生的。由於張力的產生形成了裂隙，該裂隙與冰川軸成角度斜交，朝向上游。側冰隙通常形成於冰川環繞突出於谷地中的岩角，而流動的地方和冰川轉彎處。

橫冰隙通常發生在冰川所流過的谷底具有外貌明顯的階地的那些地方。冰越過這種階地就裂成了無數垂直於冰川軸的裂隙。如果谷底的階地極大，則在這個地方就能形成眞正的冰瀑布。冰瀑布往往形成在供應區的邊界上，在冰越過冰斗峪坎的地方。

縱冰隙是在冰川由谷地狹窄部分流出到寬敞地段的時候產生的。在這種情況下冰四散分流，裂成許多與冰川軸平行伸展的裂隙。有時這些裂隙成輻射狀分佈。裂隙大小頗爲不一，最大的裂隙可達於冰川舌的末端。

冰川裂隙的發展過程是這樣的：起初裂隙成線狀，冰就是沿着這條線而破裂，後來由於冰向四處分流，裂隙也就開始擴展，在這個時候冰的融化和沿裂隙流動並"舐淨"裂隙邊緣的融水活動起着極大的作用。冰川上的裂隙由於凍結能够封閉起來，這時在原裂隙處留下了"縫口"。

融化形態　在消融區內，由於冰的成分不一，因而融化也不均勻，冰川表面就變成了凹凸形。在融冰面上可以看到很多各種不同的凹凸面，其中最普遍的有"跪雪丘"、熱力喀斯特、冰桌等（圖80）。

跪雪丘（кающиеся снега）發生在粒冰的面上，它們通常發生在低緯度的地方，夏天發生在緯度較高的地方，它們是由於覆蓋於冰上的雪融化得不均勻而生成的。因爲在陽光照到的那一面融雪進行得較劇烈，而在背陰的那一面進行得不這樣快速，所以在傾向於陽光最强的那一面就形成凹凸面。這些隆起的高度平均在1—3公尺以上，很少達於5公尺。這些隆起好像裹着白包殮衣、膝蓋彎曲的人形，因此在南美稱它爲"跪雪丘"。這樣的形狀在冰面上可能有幾千個。在厄瓜多爾、阿根廷的安第斯山脈、喜馬拉雅山脈、帕米爾高原、阿爾卑斯山脈及冰島的粒雪原中的跪雪丘最爲典型。跪雪丘是非常易變的地



圖79. 羅尼冰隙（據雅科甫列夫）
根據石子綫的崩壞可以觀察冰川運動的情況
（圖中之隆納河改爲羅尼河——審校者註）

形。在它們的融化過程中冰面上就會產生特殊的冰堤。

熱力喀斯特　冰川融化永遠不會是均勻的。在冰面上時常發育着次生冰蓋。這種次生冰蓋是由於在陽光照射下冰開始融化，然後融化下來的冰水再凍結而生成的。此類冰都爲白色，與天藍色的冰川大不相同。白色的冰融化後就形成特殊的、類似喀斯特的表面。這樣的冰具

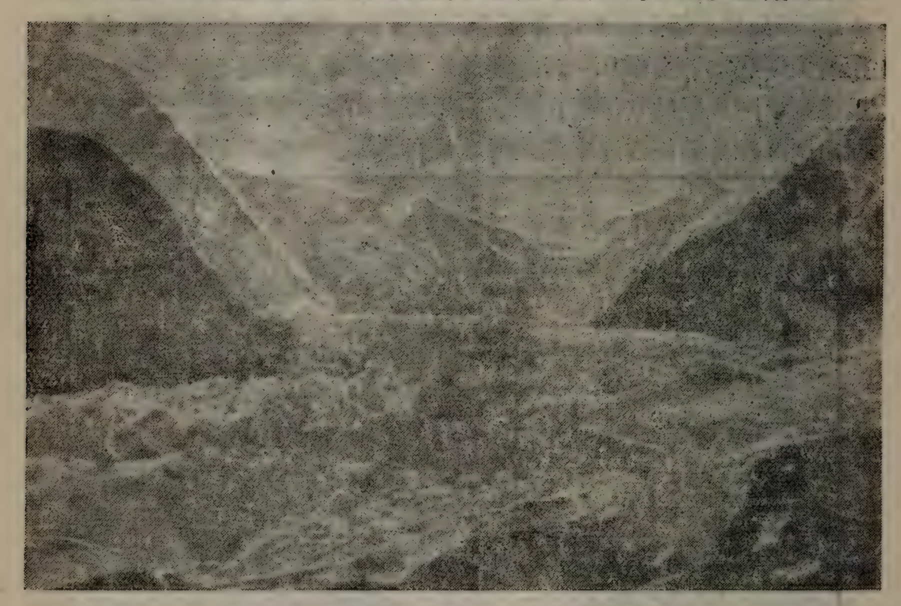


圖80．具有凹凸面（серрак）的冰川面

有"氈狀"的結構，這種結構有呈花邊狀或毛茸茸的表層。這類形態在帕米爾高原，在塞拉夫桑山脈及其他地方的冰川上表現得很明顯。

當含有很多岩屑的冰川融化時，冰面上產生了各種好像蘑菇或桌子似的不平面，這種生成物通常被稱爲冰桌（圖82）。冰桌是當冰面上有大塊岩石存在時生成的。在這種場合下，冰在岩塊周圍融化了，而在岩塊下面還保留着狀若蘑菇莖的冰柱。由於不均勻的融化，冰桌具有一個傾斜面，其方向决定於其所在的位置。當某一地方的冰桌破壞後，它會在移動的岩塊受到阻止的地方重新發育起來（圖83）。



圖81. 塞拉夫桑冰川下部散滿岩屑的面

如果冰面本身含有小塊暗黑色岩石碎屑，則在陽光照射下岩屑就會較快地被灼熱，使其周圍的冰融化得很厲害。這樣的碎屑漸漸地沉落到10—40公分的深處，在冰面上就形成圓柱形的凹處——冰杯。冰杯的直徑和融化冰的岩屑的直徑一致。倘若冰杯大量聚集在一起，並且一個貼近一個，則冰川就具有蜂窩狀表面。

在成因上與冰杯近似的還有凱列爾（Келлер）冰穴。按照德杳羅姆（Дезаром）的描述：凱列爾冰穴是一種馬蹄形的低地，深15—30公分，寬度與深度同，長達70公分。冰穴開口的一面通常向南，其最深部分爲北部邊緣附近。冰穴的這些特點決定於陽光作用的方向。

所謂冰窪（криоконит）是一種分佈在兩極冰漠中、狀若冰杯的非常特殊的形成物。冰窪是呈圓柱形的凹處，其深度和直徑約一公尺左右。它們彼此靠得很近。凹處充滿着水。在其底部有厚數公厘的細泥沉積物。依照南森的見

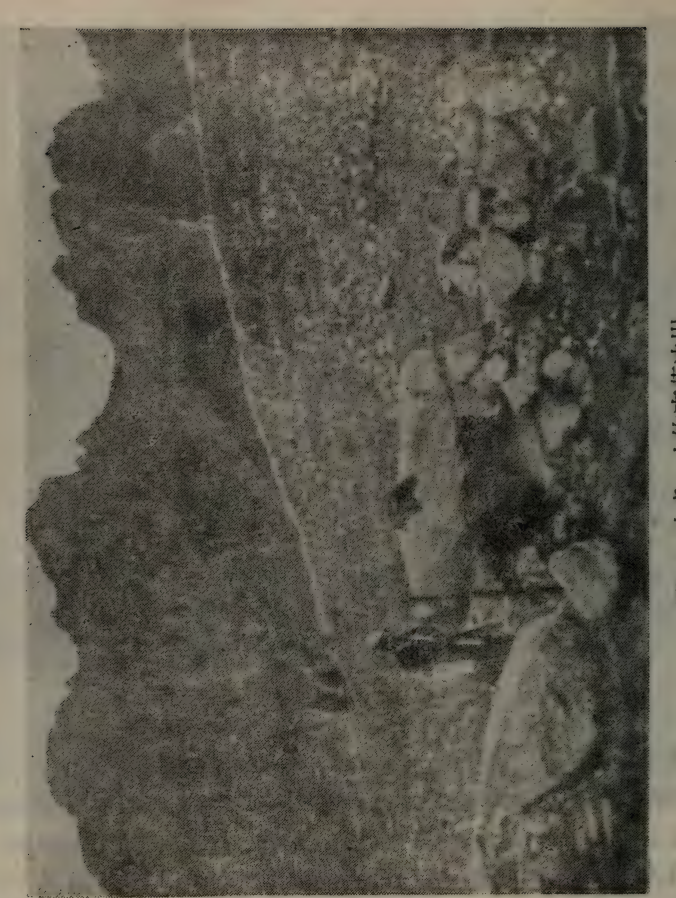


圖82. 冰桌。土約克蘇冰川

解，冰窪是冰原石山破壞後的產物，在風力作用下堆積而成。

冰川的消融形態極為多種多樣。除了上面描述過的以外，屬於這類地面冰川生成物的還有在地面上和冰隙中流動着的融冰水溪流。在垂直裂隙中這些溪流掘出了四面圍以直壁的冰井和冰磨。當水滴到冰井和冰磨內時，如果它能貫穿過冰層，就能穿鑿成和瀑布生成物相似的所謂鍋穴（исполинозые котлы）。在冰隙中流動的水，從簷邊滴落到簷邊，發出有節奏的聲音，聽起來好像奇妙的“冰川音樂”。



圖83. 冰　桌

土中冰（永久凍土帶）在冰雪氣候條件下，當降雪量不甚豐富時土壤上層凍結得極深。在這樣的情況下，在每年的溫暖季節中能夠融化的只是已凍結土壤的表面部分，而其下層則年復一年地凍結着。這種現象我們稱之爲永久凍土帶。除了永久凍土帶以外，還有好似岩層的古老冰層。

永久凍土帶或土中冰常位於比當代冬季的凍結層更深的地方。這樣，在凍結土壤上面常位有夏季能融化的固定層。這可以證明：在這種情況中，永久凍土帶是在比現今更嚴寒的氣候條件下發育而成的。除了上述情況以外，永久凍土帶的形成在目前還在進行着。根據已有的材料，在現代西伯利亞東部的河流沖積層中可以見到永久凍土帶。勒

靜（разен）在伯紹拉河年輕的堆積三角洲島上曾見到過永久凍土帶。

按照沃耶伊科夫（Воейков）的見解，永久凍土帶僅在全年平均溫度在零度以下的地方才能發育。根據格里高里也夫（А.А.Григорьев）的資料，永久凍土帶只有當具備這些條件時才能產生：（1）冬季月份平均低溫（零下溫度）和嚴寒時間的長期延續；（2）積雪層的厚度不大；（3）成爲漫長冬季先決條件的短促的秋季和春季；（4）短促、乾旱而又較凉爽的夏季。

在現代條件下，永久凍土帶分佈極廣。它在北美、歐洲都有，在亞洲北部它佔着廣大的面積。在西伯利亞，永久凍土帶的南境達於北緯49°，一直越過蘇聯邊境到達蒙古的烏蘭巴托。由於各地的情況不同，永久凍土帶是異常蜿延曲折的。永久凍土帶的厚度極大。例如，根據蘇金（М.И.Сумгин）的資料，在安德爾的永久凍土帶厚達400公尺。在斯匹次卑爾根的厚達320公尺。根據格拉西莫夫和馬爾科夫的統計，在外貝加爾湖永久凍土帶的厚度約爲70公尺，在葉尼塞河口爲100公尺，在雅庫次克爲136公尺，在伏爾庫塔（Воркута）（蘇聯歐洲部分）爲60公尺。

在永久凍土帶中尙保留着各種不同的生物化石。其中有毛象、毛犀、麝香牛、馬、旅鼠、北極狐、鯨等。其中某些生物是第四紀動物羣的代表，保存得很完整。如所週知，從永久凍土帶中曾掘出過毛象的鼻子，這證明，永久凍土帶的存在對死亡於第四紀的動物遺體的保存有着非常有利的條件。

永久凍土帶是兩極地區地形發展中的重要因素之一，它並且在其分佈地區的自然地理上加上了特殊的印痕。在最高緯度的地方植物不能生長，這樣的地方呈現死氣沉沉的、冷落的荒漠狀態。在那些土壤上層能在夏季融化的永久凍土帶地區生長着低級的苔原植物，在南面一些地方生長着大森林區的植物。

在兩極荒漠和苔原條件下的地形是在異常獨特的過程中形成的。這裡主要的形態生成因素就是起寒凍風化作用的結冰作用。在這裡，寒凍風化作用進行得非常劇烈，這是因爲原生岩石大部都無植物覆蓋，

因而受到迅速破壞的原故。因此在兩極荒漠和苔原中所有高地都具有岩石風化產物的廣大覆蓋層，從而產生了碎石堆，或佔有極大面積的石海。在科拉半島、烏拉爾北部、泰麥爾半島等地這類碎屑物質的堆積層極爲常見。在非常巇險的斜坡上，岩石風化產物沿斜坡成連續不斷的石流向下移動，並陸續堆聚在山麓附近。這裏有時產生了寬廣的岩錐，這些岩錐時常滙合生成所謂坡積層

在永久凍土帶地區，由於地表水不能滲透到深處，爲形成沼地創造了非常有利的條件。在永久凍土帶中流水所進行的侵蝕作用比其分佈範圍以外地區中的爲小。尤其是向深侵蝕一般僅能在永久凍土帶的表面進行。當達到永久凍土帶表面後，河流的向旁侵蝕開始佔優勢，因此掘成了寬闊的河漫灘河谷。如果河流穿鑿了在現代條件下發展成的永久凍土帶，則由凍土構成的河岸，如像由堅固岩石構成的河岸一樣，常被冲壞。

依據格里高里也夫的資料，永久凍土帶的存在決定了特異的珠串狀河谷或湖鏈（ цепочки озёр ）的生成，它們見於威呂斯克凹地。它們是發洪水時冲積物堆積成凸出於河床上砂嘴的過程中形成的。因爲夏季水平面劇烈下降，河流不及冲刷掉春季沉積下來的砂嘴，而在冬季這些砂嘴又爲永久凍土帶所連接。因此它們能够抵禦春季的冲刷，並且成爲以後冲積物堆積之所在。正在擴展的砂嘴能够形成天然横堤把河床隔開 這樣在河谷中就產生了湖鏈。

在永久凍土帶地區河谷斜坡的發展中，斜坡的位置具有極大的意義。可以看到，北面的斜坡比南面的斜坡來得陡峭。這是因爲南斜坡的冰受到太陽光照射後比北面的先變得鬆軟的原故。所以南斜坡受到較長時期的侵蝕，較快地被削平，並具有由疏鬆岩石構成的斜坡所固有的剖面。

除了上述對地形特點所起的間接影響以外，永久凍土帶還決定了只有在其分佈地區內所獨有的許多形態的成因。這些形態極爲多種多樣。其中最特出的有水成岩盤、泥炭丘，小丘地形和卵形地形、多角形地等。

水成岩盤是一種具有扁平頂部和周圍界以陡峭（傾斜角度 40—45°）而不對稱斜坡的丘狀隆起（高度自2—3公尺到40公尺）。水成岩盤常分佈在南方大陸的苔原地區中，通常位於平坦的分水嶺上，在低窪的沼澤化地區上和在古湖盆地內。

水成岩盤的構造不很複雜。在其面上有一層泥炭，泥炭層的上面蓋着礦物土。凍結的泥炭在30—40公分的深處。在泥炭層下面位有具穹地狀或偶而呈扁平體形狀的純冰。在冰層裏有時尚保留着沒有凍結的水。水成岩盤是很常見的。在阿拉斯加、東部西伯利亞、泰麥爾半島等地這種地形都曾被描述過。這種地形產生在壓力水（напорная вода）流出的地方。學者對於其成因的說法甚不一致。根據某些人的意見，認爲在水成岩盤的形成中凍土下層的水起着决定作用，而另外一些人却把這一作用歸功於凍土上層的水。

泥炭丘是高達3—4公尺的隆起，有時它們的高度也可達5—7公尺。泥炭丘具有圓的外形，有時伸延並四周界以陡峭的斜坡。其頂部大多是扁平的，並具有凹痕。泥炭丘常成羣地分佈在沼澤地區中。它們可以代表永久凍土帶分佈地區的一般地形。這些泥炭丘構造是相當複雜的。整個泥炭丘通常都成泥炭層而伸展，其厚度達一公尺。泥炭丘的頂部具有風化的遺痕，但沒有植物。自此向下，沿着丘坡一帶有植物生長，這裡的植物在背風的一面總是比較濃密。在斜坡的高處長有地衣，在斜坡的低處生長着苔原灌木。

在泥炭丘的泥炭層下面分佈着由泥炭和礦物質凍結物組成的核。值得注意的是：在整個夏季中，當冰核周圍的土中冰都能融化的時候，泥炭丘的冰核仍能保持原狀。有時泥炭丘內部發現有複雜的構造，構造中參入有間層和個別冰扁平體。在後一種情況下泥炭丘具有類似水成岩盤的性質。

泥炭丘的成因目前還不十分清楚。依據格里高里也夫的見解，泥炭丘是在原生地形表面不平的條件下，當侵蝕基準面逐漸低降時形成的。在侵蝕基準面低降的情況下，沼澤底部稍高的原生地方就裸露出來，該地最初長滿着蘆葦，後又叢生着水苔屬植物。當不平面高出

到某種程度時，在它上面的雪被風吹走，這樣在冬季裏泥炭丘就强烈地凍結起來，因此就構成了永久凍土帶，並使泥炭丘繼續增大。

依照譚費列夫（Г.И.Танфильев）的見解，認爲在契曼苔原的泥炭丘是產生在苔原面不很低的地方。這裡由於經常潮濕，長有沼澤植物，但它們又很快爲水苔屬植物所代替。當苔蘚迅速增長的時候，泥炭層也增厚起來，最後達到了那種程度，使冬季在泥炭下凍結的壤土在夏季不能融化而產生永久凍土帶和與此有關的泥炭丘的繼續增大。還有，泥炭丘的形態决定於泥炭丘上水苔屬植物不均勻的生長，這些植物增殖在有礦水停滯的地方。最後，基爾曼（Кильман）認爲科拉半島的泥炭丘總是分佈在靠近一些水池的地方。這樣就使得水流有條件流過泥炭層來侵蝕它的表面。泥炭丘是被侵蝕作用所割切的殘餘地面。

格里高里也夫和譚費列夫的假定足以使人信服地說明了泥炭丘的形成過程。僅僅應該注意的是：泥炭丘也可能因土壤不均勻的凍結和融化、植物的影響、微型地形等原因而生成。它們爲泥炭的迅速生成以及爲具有永久凍土帶核心的泥炭丘的繼續發育創造了有利條件。

苔原微型地形 除了上面所描述的永久凍土帶地區的地形以外，在形狀和成因方面都很複雜的微型地形—**小丘**、**多角形地**、**卵形地形**、**石多角體**等——分佈得也很廣。

小丘地形發育在兩極平原較高的和較乾旱的地段中。這是一種沿着苔原單獨散佈或成羣聚結的小丘（高0.3—0.5公尺），在成羣聚結時一個個的小丘幾乎連結在一起。小丘上長有苔原植物。在它們中間的地方往往沒有植物覆蓋。每一小丘有一個由礦物質組成的軸，軸上分佈着呈帽狀的草層。苔原小丘地形的形成經常與植物覆蓋層的存在有關係。在赤裸裸的苔原的砂質黏土上，小丘地形是得不到發育的。植物的影響一般在於創造土壤的不均勻凍結和不均勻融化的條件，其結果使苔原的部分地段積極隆起，並且它因長在這裏的植物的襯托而更加顯著。

斑形或卵形苔原是一種光滑的平面，上面散佈着無植物的圓形和

多角形的斑點。在斑點的邊上分佈着覆蓋有普通苔原植物的細條。斑點面積不大：直徑0.5—0.75公尺。其表面微凸，中央部分高出草塊地段約5—20公分。

依照德拉尼贊（Драницын）的見解，認爲斑狀苔原的表面是因爲沿冰融解地方（талик）循環流動的純淨地下水凍結後產生壓力而生成的。在處於水壓力下的出露地方，表面逐漸膨脹就成爲卵圓形狀。當卵圓形的面繼續增大的時候也可能產生水成岩盤。依照蘇卡喬夫（Сукачёв）的見解，丘地是因流沙在冬季裏在永久凍土帶和季節凍土帶之間受到壓縮後產生壓力而生成的。在凍結時增大的流沙能把凍結的殼向上頂高，這時就形成了丘地。在膨脹的過程中，凍結土壤裡時常會發生裂隙，流沙就沿着這些裂隙流到表面。當凍結時這些流沙就形成卵圓形的地面或具有隆起面的斑點。依據阿博林（Аболин）的觀察，沿表面流動的流沙是在乾涸或凍結的裂隙中進行的。後者常常發生在强烈的大陸性氣候條件下。無數乾涸或凍結的裂隙會把苔原表面裂成多角形的碎塊，造成了沒有積雪層的獨特的微型地形。

因泉水在其地表出口處凍結而生成的冰丘乃是永久凍土帶地區中特殊的形態。依據托爾斯齊欣（Н.И.Толстихин）的見解，冰丘能在凍結水上面、凍結水中間和凍結水下面的泉水流出處生成。冰丘的形態决定於泉水附近的地形。尤其冰丘坡度可代表凍結水的水流。冰丘是這樣生成的：開始時表面徐緩隆起，呈幾公尺高的丘形，丘地內部充塡了水或冰。由於丘地自下而上的壓力產生了裂隙，由此流出了水，以後當水凍結時就形成了冰丘。

永久凍土帶地區的地形有時可能因凍結而變得複雜。這種情形在由異類的、非常潮濕的土壤所構成的平滑地面上可以見到。在這些地方，圍繞着石堆、由細泥構成的不大的地段形成了直徑達2公尺的石環或所謂石多角體（圖84）。

關於石多角體的成因有許多假說。石子本身的凍結過程是這樣的：非常潤濕而後又凍結的土壤融化得很不均勻，如果在其旁邊有圓而細小的顆粒，則在稍微融化的時候細泥便强烈團結起來，而粗大的

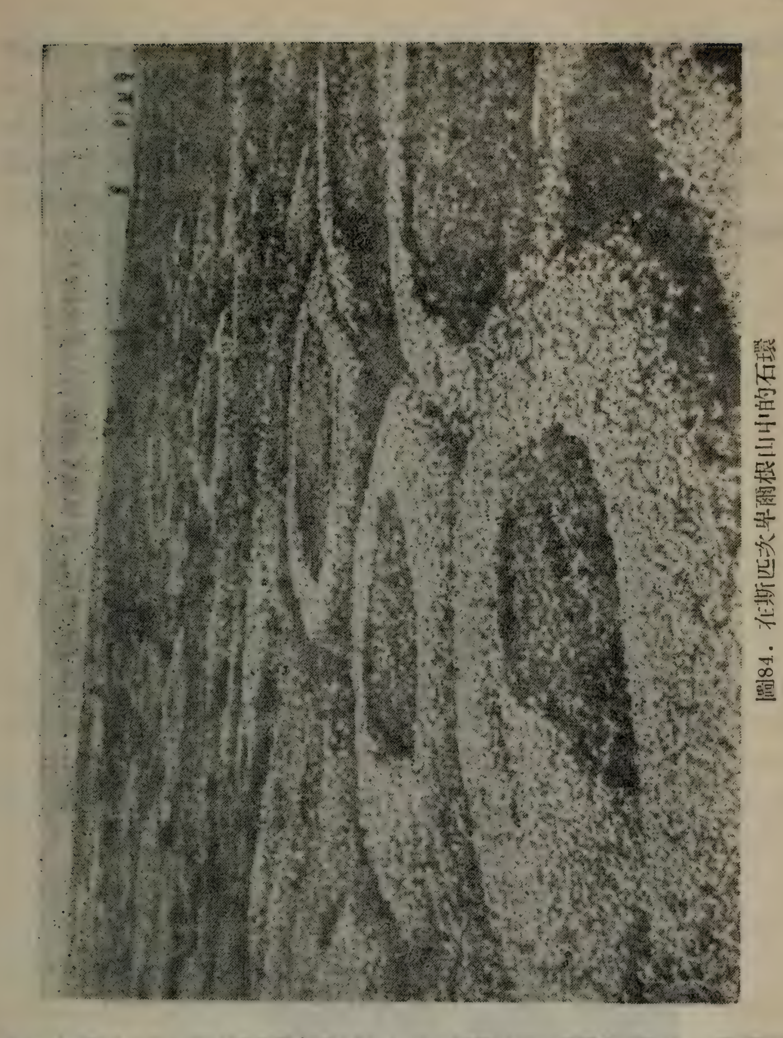


圖84. 在斯匹次卑爾根山中的石環

石子在其上面，這是因爲細粒的土壤又凍結在下層的原故。這樣的過程重複很多次以後粗大的石子都被擠到表面上來。這些石子有時候能夠形成完整的石堆。後者常見於高緯度地帶或沒有植物覆蓋的山岳地區的石礫區域中。

永久凍土帶對需要特殊措施的經濟建設是一個大的阻難。永久凍

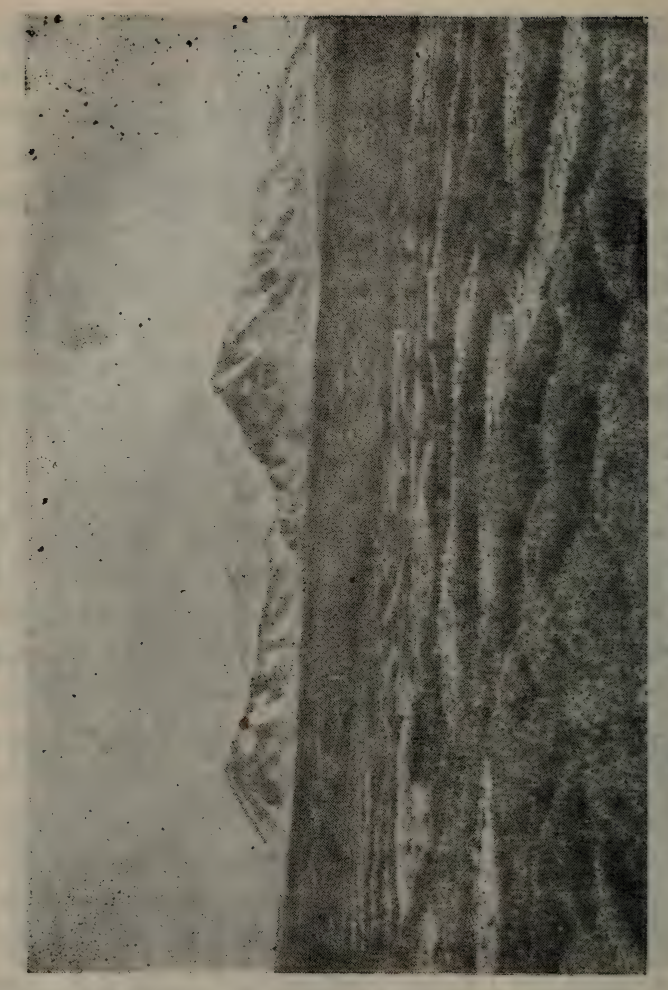


圖85. 永久凍土帶地形。新地島（維諾格拉多夫攝）

土帶能破壞建築，這是因爲它造成壤土的極大活動性之故，致使損壞工程。

古代冰分佈範圍很有限，祇有在新西伯利亞羣島、亞洲極地沿岸——勒拿河口及科勒馬河口之間——以及阿拉斯加分佈較廣。古代冰的厚度達幾十公尺。在新西伯利亞羣島上（據葉爾莫拉也夫〔Ермолаев〕），由古代冰構成的

冲溝懸崖高達70—80公尺，並且冰的坡脚進抵海面之下。冰有顆粒狀構造並含有大量礦物雜質。大多數學者認爲：在大陸上生成的古代冰是由於大積雪層埋藏在各種沉積物下而產生的。托爾（Толль）和托爾馬喬夫（Толмачёв）認爲它是往昔廣大冰蓋的殘餘。依照格里高里也夫和葉爾莫拉也夫的見解：冰的大量堆積是由於湖泊的凍結和冰丘的形成所致，藉此而生成古代冰。

古代冰的地貌意義並不大。它僅限於冰對河岸形態所起的影響。依照葉爾

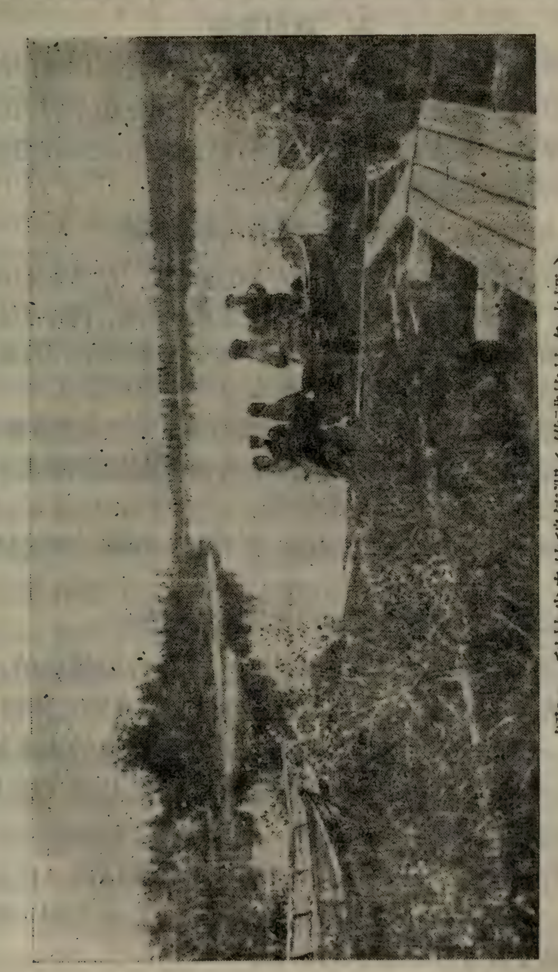


圖86．科拉半島的穆德湖（維諾格拉多夫攝）

莫拉也夫的見解：這樣的河岸可以分成幾個類型。由古代冰構成的新西伯利亞羣島的河岸具有複雜的構造。該地分成一個個的階地。河岸的上方有高1公尺的簷，下面有上部外彎的冰壁，冰壁底部有寬達20公尺的階地。熱力階地地形是複雜的，它的平面因無數的冰桌、冰屑岩錐、冰井以及由融化的冰水冲刷結果所生成的其他形態而變得複雜。再向下有下層的冰壁，或在下部具有發育得很好的浪成壁龕的河岸懸崖。阿納德爾河岸就是完整的冰壁。

3. 冰川地形

極地氣候地帶主要的地貌因素是構成複雜的冰川地形的冰。由於冰在運動過程中所起的地質作用，產生了各式各樣不同的地形。上面我們曾經列舉過一些關於冰川運動的材料，說明冰川的活動性是比較小的，但它的移動速度是變化無常的。

根據許多次研究確定冰川運動速度之變化可分四種：

（1）速度的變化和冰川自身體積的變化相適應。這是與冰川供給區內冰量之多寡有關。當降雪量極豐富時，冰川冰之數量劇增，同時冰流速度也就加快。瑞士的富爾納格特雪山（Фернагтфернер）在1899年冰川冰流速之差異一年內變化在17公尺到250公尺之間。

（2）流速之變化不以冰川體積變化為轉移。冰的移動好像是被推動似的。在興特列斯雪山（Хинтерейсфирнерс）冰川冰流速的差異一晝夜內達到0.054—0.091公尺。

（3）冰川冰之流速隨季節而變化。夏季冰川下部冰之流速加快，冬季則上部加快。

（4）決定於各地氣候狀況的冰川冰流速之晝夜變化。

冰川地形之形成特性是隨着冰川的一般發育而變化的。冰川之發育可以分三個歷史階段：（1）前進階段；（2）固定階段；（3）後退階段。第一個階段亦即前進階段是在冰川供給區的冰多於消融區所失去的冰時發生。在這個時期冰的總量增加起來，佔據了更大的地盤。

由於冰的流入量與消失量平衡，冰川失去了繼續移動之可能性而停留在一定的位置上。這就是冰川發育中的固定階段。在冰川發育條件未改變時，這個固定階段一直要繼續下去。在這個固定階段中，冰川邊緣上堆起了大量由冰帶來的物質。

假使冰川所得的冰少於消融區內失去的冰，那末冰川的邊緣就融解掉，並漸漸地露出原先冰所覆蓋的地面。在此時由冰川融解的水起着很劇烈的作用。大陸冰川冰的運動是自中心向周邊進行的。它運動中的機械作用非常繁複。德里加爾斯基(Дригальский)把格陵蘭的這種運動分爲垂直的（原生的）和水平的（次生的）兩種。冰的垂直運動在中心部分是向下的，而在冰蓋的四周則是向上的。垂直運動是大批冰重新分配位置的結果，就是冰蓋中部的冰塊向下沉降，而冰塊自中部向四周流出，這就引起次生的水平運動。在這樣的運動中，同時可以發生冰沿着底面斜坡逆向上浮的現象。魏格涅爾探險隊的隊員們在格陵蘭中部看到粒雪面的沉落現象，這就是向下運動的跡象。這種冰蓋中部的向下運動曾爲德里加爾斯基所確定。

冰在其運動過程中起着很大的機械作用。候格柏姆（Хёгбом）在瑞典看到：一般冰川對地形的侵蝕作用並不大；有許多滿佈古老沉積岩的地方至今仍與冰期以前一模一樣。而且可以看到，結晶岩石所堆成的小丘之尖端仍然保持在原來的水平高度上。這些小丘是冰期以前準平原的殘跡。曾經滑過這些小丘的冰川幾乎沒有減低它們原有的高度。冰蓋對於底層影響的基本規律是：促進冰川侵蝕作用的乃是岩石的裂隙而不是岩石的質軟。如果岩石雖硬而裂隙很多，則冰川會把它磨蝕得很厲害，把它弄碎，並帶走巨大的碎片。相反地，質軟的岩石，特别是沒有裂隙的岩石，則能阻礙侵蝕作用的進行。軟質岩石堆疊起來的高地很容易被冰川刨平。但是當突起的地方被消滅以後，摩擦力也就因之而減小了，此後高地就保持一定的狀態，不再發生明顯的變化。

朝向冰川那一面的高地被冰磨損較爲厲害，但是這裏由於冰川緊壓於底下斜坡，致使岩石不易裂成碎塊。在高地的另一面斜坡上則與此相反，此地磨損較弱，岩石極易破碎成小塊。岩石的碎片被冰帶到一定的距離後就沉積下來。

根據以上所舉的關於冰川地貌作用一般發育的情況，冰川地形可以照下列成因圖表來分類：

類型	種類	組別
1.冰川地形	(1)壓力地形	冰成錯動作用
	(2)雕刻地形	冰斗、冰川槽、懸谷 捲毛岩 鼓丘
	(3)堆積地形	底磧 前磧及終磧
2.冰水地形	(1)雕刻地形	通道谷
	(2)堆積地形	前磧阜及鍋狀冰坑 蛇形丘 冰水扇形平原 冰水階地 黃土平原

在自然條件下，冰川地形可能在各種各樣的相互關係中結合，致使促成冰川的景觀異常複雜與異常多樣。

冰川壓力地形 這種地形是由於流動冰川的壓力而形成的，流動冰川使組成冰床的岩層發生錯動。冰川對冰床所施壓力之大小，要看冰的厚度如何而定。因為每一立方公尺的冰約重0.9噸，則在大陸冰川的情況下，冰的厚度約有幾千公尺，所以冰床的每一平方公尺要受到數千噸的壓力。

冰成錯動作用是在冰期以前的地形之一定條件下產生的。這種作用經常都在為冰川佔據的河谷的陡峭河岸上發生，或者一般是在阻礙冰川運動的冰川前期地形的隆起部分上發生。在地貌上冰成錯動表現於揉壓岩層。在揉壓過程中可以產生特殊的褶皺、斷層、逆掩斷層、鱗片狀覆蓋層，這些現象大致相似於褶皺覆蓋山的構造。這些錯動是這樣產生的。流動的冰川以正面壓力擠壓構成高地的岩層，它就侵襲高地。冰在流動過程中削平了大片突出的地段。這些削下的岩屑又被冰搬運到遠處去。冰川所沉積下來的岩屑是在其四周地質環境下的外

來形成物。冰成錯動作用的例子非常之多。它們在地貌上都有巨大的意義。

在俄羅斯平原境內，湼瓦河、普里皮亞特河（Припять）、德聶伯河流域的冰成錯動作用是爲人所熟知的，並且曾被仔細地研究過。列寧格勒近郊的冰成錯動作用是產生於波羅的海與拉多加湖之間的懸崖上。它是由於冰川的正面壓力施於高峻的絕崖而發生的，因此就形成了很多高地，如基爾赫戈夫高地、杜德爾戈夫高地、瓦依瓦爾高地、波波夫高地等。在基里羅夫城郊有壓力最顯著的冰磧（根據格拉西莫夫及馬爾科夫的資料），這種壓力冰磧在城郊四周平原的底面上顯得更爲特出。按着南北方向分佈，自高站經托爾若克至維什尼伏洛契克的巨大隆起——維什尼伏洛契克洲堤，就是這樣形成的。

在普里皮亞特河流域可以看到特別巨大的冰成錯動作用。冰成錯動作用的地區是分佈在普里皮亞特河的右岸，從莫茲爾（Мозырь）城到巴巴羅夫村，全長約60公里。往下，有幾個中斷，而後冰成錯動作用又在契爾諾貝爾城附近出現。沿着普里皮亞特河右岸，冰川揉壓了古老的第三級階地的冲積物，構成許多向南轉的鱗片。在契爾諾貝爾近郊，古老的冲積物也受到破壞。此地的小丘都是由里斯冰期帽形冰磧沉積物所形成。

圖87．坎湼夫山鱗片狀冰川構造（壓力冰磧）再造圖（據烈茲尼欽科［Резниченко］）。箭頭表示冰川的運動方向

在坎湼夫城附近德聶伯河右岸的第四紀地層中發現有巨大的破壞現象。在這個區域內具有呈一系列巨大

背斜圓穹褶皺的第四紀以前的複雜構造，它們是由中生代及第三紀的沉積物所構成的，分佈在特拉克捷米羅維城與莫什諾戈爾村之間。在第四紀時，這個複雜的錯動區域曾經遭受具有特殊剝蝕作用的冰川影響。被冰川所揉壓碎的侏羅紀、白堊紀及第三紀地層的無數碎片，藉冰的力量，被運到很遠的地方，呈巨大鱗片狀沉積下來，這種鱗片狀沉積頗似阿爾卑斯的地質構造，烈茲尼欽科在描述它們時就以其爲名。坎涅夫區域的特點就在其具有複雜的低矮山區地形，這種地形反映了構造地形和冰成錯動作用地形的特點。

冰川雕刻地形 這種地形是受冰川侵蝕作用的影響而產生的。整個說來，冰川侵蝕作用的意義可以有不同的估價。冰本身如不含機械雜質，就不可能進行强烈的侵蝕作用。當冰內凍結有大量堅硬的岩石碎片時，它的侵蝕力就加强了。冰在運動時擦傷與其接觸的岩石面。這時冰把岩石常常撕裂成大批碎片，以後冰川就以這些碎片當作刨刀來進行侵蝕作用。當冰床上有阻擋冰川前進的障礙物時，冰川的侵蝕作用特別劇烈。冰川爬過岩石，對其進行機械作用，就造成無數各種各樣的冰川侵蝕地形或雕刻地形。這些地形的生成，可以用冰蝕的機械論來說明。學者推測：冰川是藉對其冰床的摩擦力而進行侵蝕作用的。學者還確定了若干條冰蝕作用的規律。由於冰川的厚度及接觸程度在邊緣裂隙和冰川邊緣上作用都不大，因此有人認爲，在粒雪盆地的上部及冰川舌的末端完全沒有冰蝕作用。冰川與冰床的接觸程度是不均勻的。這種程度决定於冰床表面的特性和冰的厚度。冰床越陡則冰的流速也越大。而另一方面，冰與冰床接觸面越大則冰的流速越慢。因此有人認爲，在斜度最大的那一帶地段的上游和下游，是冰川侵蝕作用最劇烈的區域。根據這些冰蝕作用的規律，可以具體地瞭解冰蝕作用基本形態的發展。

冰斗 在山區的雪線範圍內，由於寒凍風化作用的結果，形成低地狀的負地形，其外形如安樂椅或如山坡上的凹穴，稱爲冰斗。冰斗三面爲懸崖所圍繞， 僅在山坡基部開着口。 每一冰斗有如下幾個部分：低窪的凹處或稱冰斗底。冰斗像峪坎一樣把山坡隔離開，冰斗底

部上面呈半圓形高聳着的是冰斗肩。冰斗肩基部時常分佈着山的裂隙。冰斗底上往往是粒雪原。

冰斗是高山地形中極普遍的一種形態（圖88）。由於冰斗是發生於雪線地位的劇烈寒凍風化作用的產物，所以冰斗是一種識別雪線轉

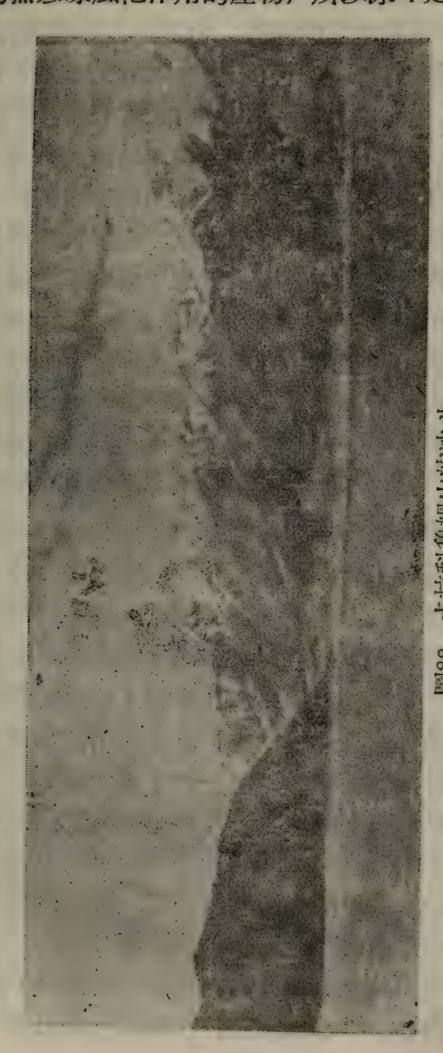


圖88. 卡拉科魯姆山的冰斗

移的重要標準。由於冰斗是隨氣候而變化的一種物體，它在山中常位於一定的高度上。假若雪線上升，那末冰斗也隨之而變化。在雪線位置發生過幾次轉變之後，就會形成冰斗梯。

冰斗的發育主要決定於岩石成分。在結晶岩漿岩及石灰岩分佈的地區，具有最適於形成冰斗的條件。由於以上的原因，冰斗大多集中在山脈中的結晶岩區，可以作爲此類實例的有高加索、吉薩爾、天山等山脈的冰斗冰川。石灰岩構成的山中也常常有冰斗。在頁岩和砂岩構成的斜坡上冰斗比較少見。冰斗的分佈決定於岩石成分，這一點可以用山中岩石的物理風化作用的特性來說明。結晶的和一般是粗粒的岩石，如花崗岩、正長岩、塊狀石灰岩等，比泥質岩風化得快。這就促成低地的形成、雪的堆積、進而至於冰斗的發育。關於冰斗的成因，還有許多不能瞭解的地方。冰斗的形成過程，可以分爲三個階段：（1）冰期以前的山洪侵蝕；（2）冰川侵蝕；（3）雪的侵蝕。在河谷上游的滙水坑內常會產生冰斗。在受侵蝕而割裂得很厲害的山中，冰斗也是很發育的。在這種情況下，冰斗往往佔有河谷上游擴展爲扇形的斜坡的上部。割裂不厲害的山脈中不適於形成冰斗的形成。

位於當代雪線位置內的冰斗强烈地在加大自己的體積，這就叫做活動冰斗。假如雪線上升，填滿冰斗的粒雪融化，冰斗就進入衰亡階段。在這樣的情況下，冰斗漸漸爲冲積土所填滿，而消失它本來的面目。在冰斗衰亡的過程中，與其有關的是高山地形極其獨特的部分。在冰斗衰亡的第一階段中，冰斗往往充滿了水而形成冰斗湖。

冰斗湖的盆地全由原生岩構成。盆地與山的斜坡被冰斗的冰磧所隔開。冰斗湖的面積是易變的，但一般不超出幾公頃。冰斗湖的深度很大。冰斗湖常位於很高的地方。在全年的大部時間內它們爲冰所覆蓋。在沒有冰蓋着的時期，冰斗湖水的溫度仍然很低。所以在冰斗湖中的生物是極少的。湖中的水清澈而透明，湖水的那種鮮藍色彩乃是最引人入勝的高山景色特點之一。

在某幾個山系中冰斗湖很多。如貝姆（А.Бем）曾計算過：在東阿爾卑斯山脈中約有兩千個冰斗湖。在喀爾巴阡山脈、高加索山脈及

其他山區中也有很多。

冰斗湖的衰亡過程表現在冰斗湖盆地漸漸被四周斜坡上破壞的產物所充填。久而久之，冰斗完全被岩堆所填滿，在原來冰斗的地方，形成平坦的廣場，有時變爲沼澤。隨着水的排出冰斗逐漸變成草地。

冰斗常形成地形上表現得很明顯的冰斗梯。林加爾德(Рейнгард)曾描述過生成在高加索木茲姆塔河及捷別爾達河流域的這樣的冰斗梯。在克盧霍里山埡（Клухорский перевал）有一羣冰斗；現代最高的活動冰斗位在2920公尺的高度上。在2591公尺的高度上有名爲庫爾卡拉的冰斗湖，這個湖已漸漸地被岩堆及懸在湖上面冰川的冰磧所填滿。最低的冰斗位在2550公尺的高度上。它常被風化產物所填平，被小河河床所切穿。

冰斗的發育過程是這樣的（圖89）。最初冰斗位在比雪線稍高的地方，相互間的距離很接近。後來冰斗擴展了，侵蝕掉隔離冰斗的橫壩，由此鄰接冰斗之粒雪原就會集在一起。在這種情況下，廣闊的粒雪原上面聳起個別很高的嶺和頂。往後，這些單獨的岩石就被破壞而漸漸消失，剩下的祇有個別最堅硬的角錐形的頂，稱爲角峰。雪的風化作用的最後結果會產生出波浪形的平原，這類平原在中歐被稱爲“阿爾卑斯”式平原。

冰川槽懸谷　冰斗是在谷地滙水坑上部發育的，而冰川槽通常是在谷地滙水坑較低地段形成的。爲冰川挖掘成的谷地有一種特殊的縱橫剖面。冰川谷或冰川槽的橫剖面是很特殊的，它有平坦的、下部有陡峭斜坡的、挖掘得很好的底部。冰川谷斜坡上部有相當顯著的曲折，往上則漸平坦。冰川谷的這個部分叫做冰川槽肩，有些冰川槽有好幾個肩。冰川槽位於各種不同的水平面上，它們具有朝向谷地的斜坡，並常常互相穿插。

冰川槽的縱剖面是相當複雜的。這類谷地有共同朝向下流的斜面谷地之底則是具有相反傾斜度的地段。這些地段被橫伸在谷地中的峪坎（порог）所隔開。峪坎又爲嶂谷所鋸開，這就提供了可能在冰川槽

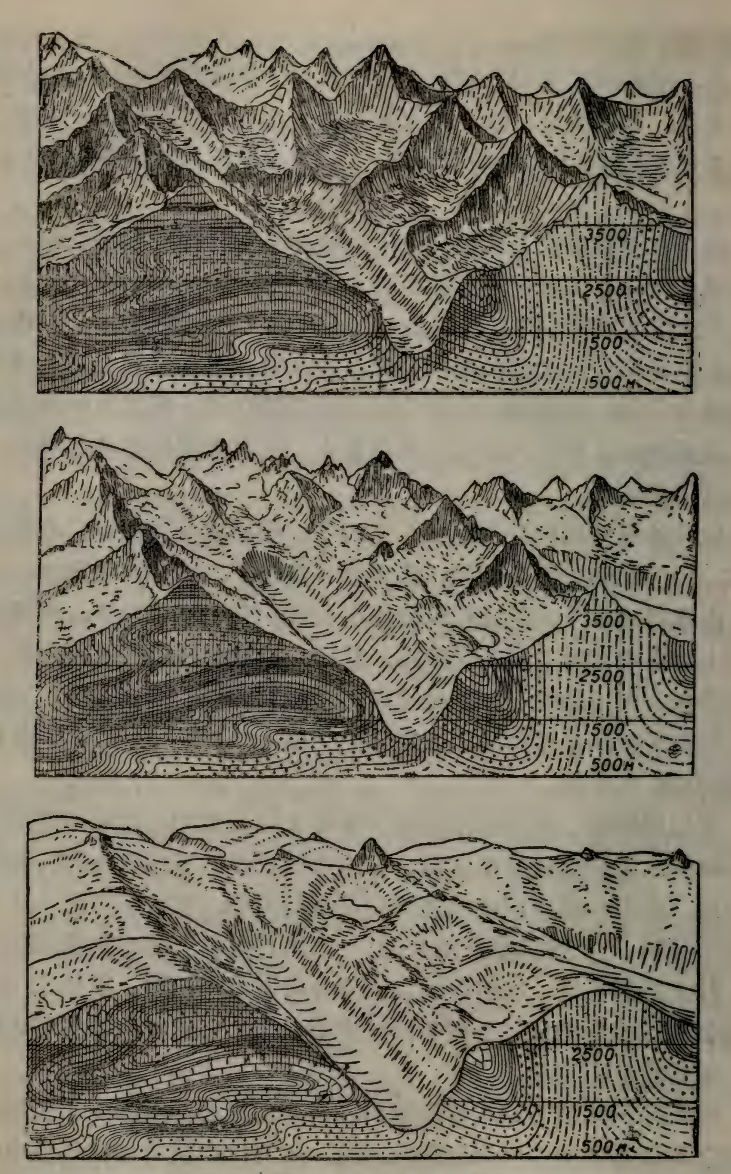


圖89. 冰斗和冰斗地形的發育

中分出一系列彼此銜接的平底的爲洲堤所分開的地段。落入冰川槽的側谷具有嶂谷或冰川槽的外形。幹谷比這些側谷要更深些。側谷有時呈階地狀向幹谷那一面截斷，高達300－500公尺，這種谷地稱爲**懸谷**。

冰川槽的成因還不够清楚，關於它們的成因有好幾種觀點。最普遍的是彭克的加深說。加深說認爲塡滿到谷地一定程度的冰川，在谷地底部刨刮出了新

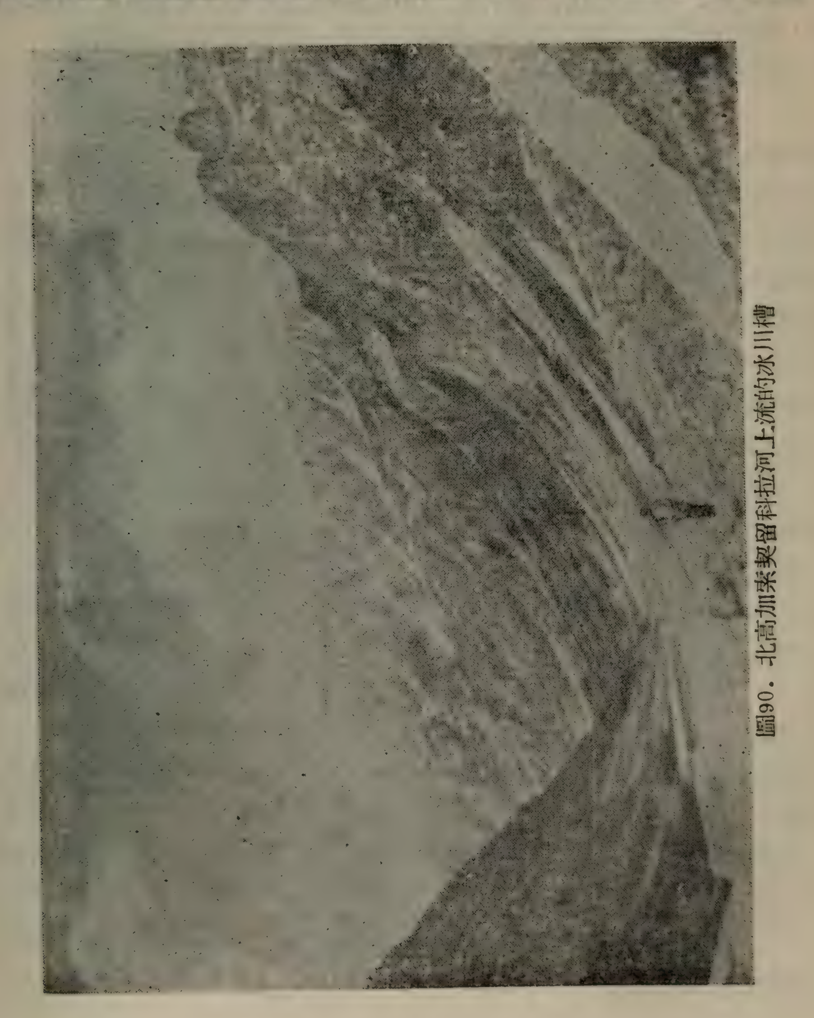


圖90. 北高加索契留科拉河上流的冰川槽

的"V"字形谷地。德里加爾斯基（Дригальский）否定了冰川加深侵蝕的能力，他認爲冰川僅僅是擴大了V字形的水蝕谷地。費利普桑（Филипсон）發展了彭克的概念，他認爲在冰川作用初期，冰川僅佔據着谷地最深的部分，並挖掘出淺平的冰川槽。至於上部的斜坡，則仍保持不變，以後成爲冰川槽肩的曲折處。隨着厚度以及與之相關的冰川侵蝕能力的增加，原先冰川槽的底部更加深起來，而其斜度則增加不多，這樣到最後就形成了冰川槽肩。另外有些

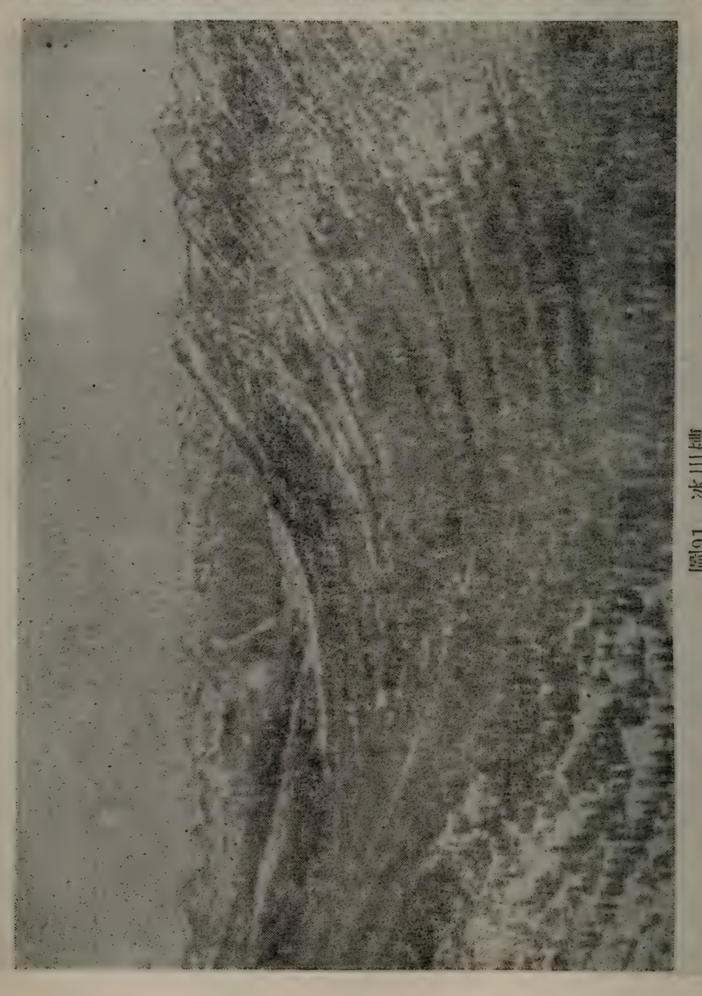


圖91. 冰川槽

人認爲冰川槽的發育，乃是河流侵蝕作用與冰川刨刮作用兩者相結合的結果。河流的侵蝕形成了谷地，冰川作用之初，該谷地被冰川所佔據，以後就形成了冰川槽。冰川退去時，又恢復了河流的侵蝕作用，谷地加深了，以後谷地又因冰川刨蝕作用而擴大。就這樣產生出複雜的冰川槽。複雜的冰川槽是該谷地所發生過冰川階段次數的明證。

除特殊的縱剖面以外，冰川谷還具有顯明的光滑平坦的坡面、無數冰川擦痕、捲毛岩以及其他特點。

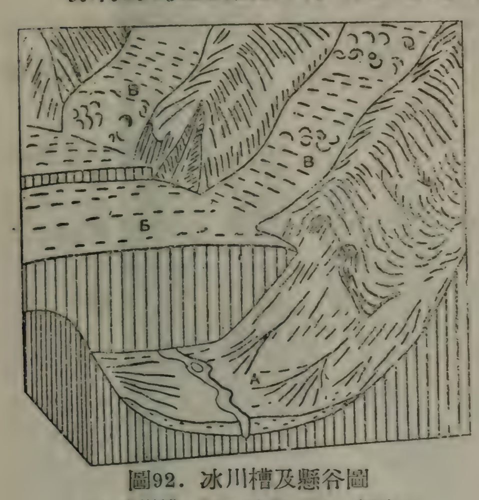
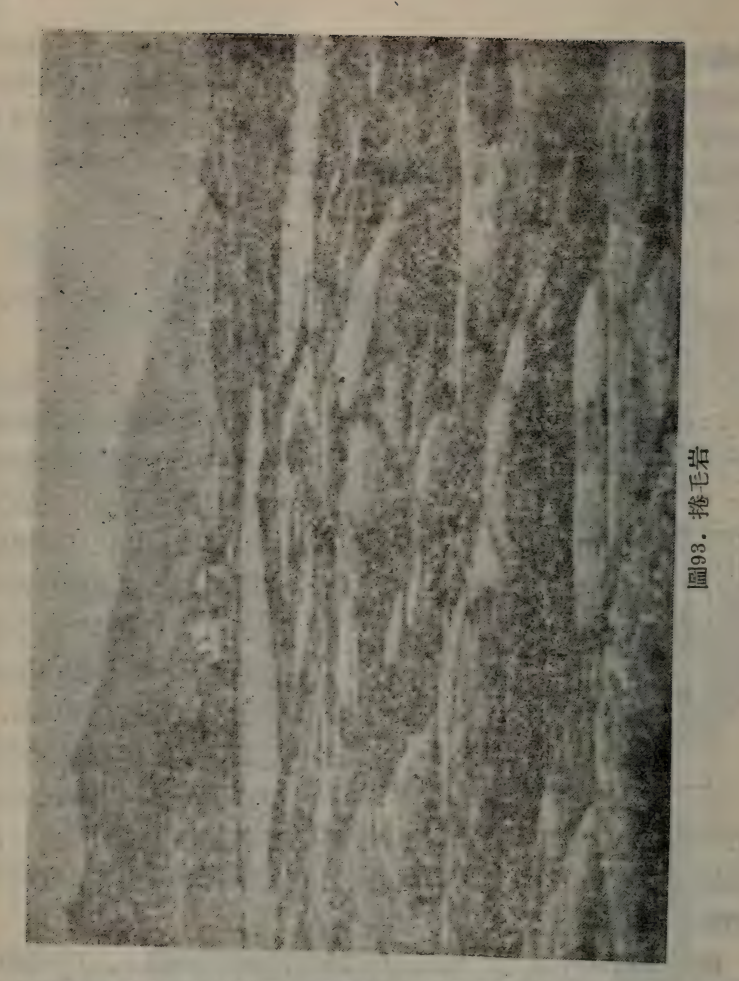


圖92. 冰川槽及懸谷圖
A—冰川槽；Б—冰川；B—側冰川

捲毛岩　這是一種由於冰的作用而變得平坦的多岩地形。大量運動的冰用嵌在它中間的岩石碎片磨擦其冰床面。假如冰床是由堅緻的岩石構成，那末在岩石的表面冰川留下了爲數衆多的抓傷疤、痕路和極細小的冰川擦痕等冰川運動的痕跡。所有這些形態都具有一定的方位，朝着冰川運動的方向，它們時常互相交叉起來，這表明運動的方向是變化的。假使冰川運動中所接觸的岩石是些緻密的石灰岩或花崗岩，那末冰川有時把它們的面磨擦得和鏡子一樣光亮。

微型地形常分佈在巨大的冰川侵蝕所形成的地面上。巨大冰川侵蝕所形成的地表常有特殊形狀的羊額石。羊額石乃是外形爲橢圓或楔形的，向冰川運動方向伸展的小高起地。與冰川方向相反的那一面斜坡往往是坡度緩和，並且有十分平坦的表面。另外那一面是陡峭的，並有岩石碎片的折破和壓碎的痕跡，這種形成物的大小極爲不等，有的高度竟達50公尺。

被冰川所磨平的多岩丘地有時單獨地存在着。當它們成羣分佈時，


圖93．捲毛岩

就賦予岩石面以波浪的外形。這種被冰川所磨平的多岩地形，也就是廣大分佈的捲毛岩（圖93）。

在山區及平原地區祇要曾爲冰川作用所侵襲過的、由結晶岩所構成的地帶隨地均可碰到捲毛岩。在高加索山脈的軸部、吉薩爾山脈、圖爾克斯坦山脈等的花崗岩上此類岩石尤多。在波羅的海沿岸的結晶岩地盾、泰麥爾半島、蘇格蘭、加拿大、南非，以及其他遭受冰川作

用的地方，捲毛岩的冰川地形發育得極爲完整。

鼓丘 與捲毛岩相似的冰川侵蝕地形是鼓丘。鼓丘是一些順着冰的運動方向伸展的小丘。丘陵呈放射狀分佈，在冰川作用的周邊可找到它們。鼓丘常常成列地或大量成羣地分佈而形成鼓丘地形(圖95)。鼓丘的大小差異甚大。

波麥拉尼亞地方的鼓丘高5—10公尺，長260—800公尺，寬300—400公尺；北美的鼓丘高15—45公尺，長450—600公尺，寬150—200公尺。

鼓丘是由底磧所構成，有時混雜着一些冰水物質，常在核心中有原生岩的露頭。



圖94．烏克特湖沿岸的“羊額石”

鼓丘的成因目前還不夠淸楚。最可信的概念是認爲鼓丘的形成過

程基本上和羊額石一樣，不同的是，鼓丘是在鬆軟的、被冰川所磨平的冰川沉積物發育的條件下形成。

在以前有大陸冰川作用的區域鼓丘地形分佈極廣。在白俄羅斯、列寧格勒省及卡累利阿具有廣大的鼓丘地形地區。在波麥拉尼亞、愛爾蘭、威斯康辛州、安大略湖邊及北美其他各區域鼓丘地形也很普遍。

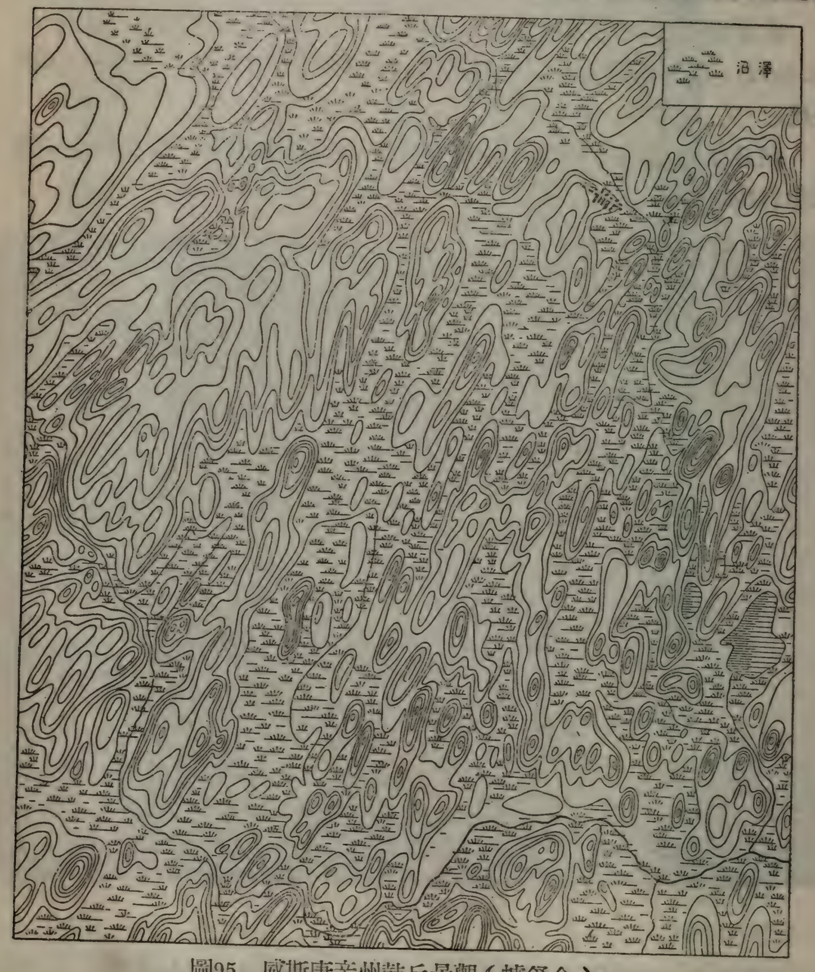


圖95．威斯康辛州鼓丘景觀（據舒金）

冰川堆積地形 流動的冰川對冰床的岩石有很大的機械影響。冰川對岩石的機械破壞和寒凍風化的結果，產生大量的碎屑物質，這些物質被凍在冰中，以後又被流冰所運走。一切被冰所搬運的物質（不分成分、大小、形狀）都稱之爲冰磧。

冰川冰磧運動時的摩擦力是很大的，由於磨擦的結果，把粗大顆粒磨碎爲細泥狀的黏土砂質粉狀的物質。同時粗大的碎塊漸漸變圓，表面變平滑，就形成巨礫。應特別指出的是，冰川搬運冰磧是一種機械作用。冰川只要有可塑性存在時，它就有搬運冰磧的能力。也就是說，當它成爲內部凍結有石子的冰的時候，就有搬運冰磧的能力。但是隨着負荷的增加，冰的可塑性就會下降，同時也就削弱了它搬運物質的能力。如果冰川融化，一切凍在冰內的碎屑物質就沉積下來。因此冰磧可分爲運動的和沉積的兩種。

運動冰磧本身也是多種多樣的。可以把它們分爲側磧、底磧、內磧、中磧及橫磧（圖96）。這些冰磧在冰川運動過程中形成，它們祇是在冰川作用範圍內具有地貌意義。當冰川後退時，冰磧的作用僅具有次要意義，並且祇有在山區才有次要意義。

沉積冰磧發生於冰塊的融解過程中，主要在固定階段和冰川後退時期。具有地貌意義的沉積冰磧有兩種，這就是終磧和底磧。

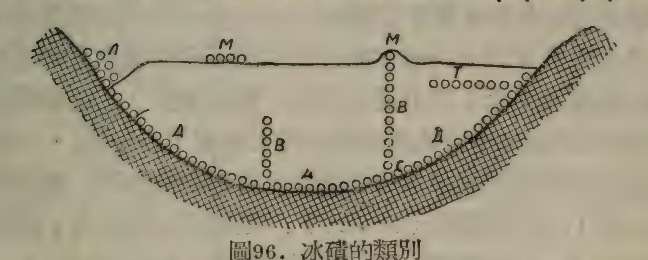


圖96．冰磧的類別

Л—側磧；Д—底磧；М—中磧；Т—橫磧；В—內磧

終磧 活動冰川的終磧是一個覆蓋冰川邊緣的冰磧蓋。在冰川發育的固定階段中，冰川長久停留在一個地方，沿冰川邊緣積起了礫石物質。這些物質就堆積成高地，這就是終磧。終磧常是由礫石或冰礫

土堆壘而成的。由融化的冰川水所沉積下來的微細碎屑物質堆成的終磧比較少見。

終磧地形是很複雜的。它們盡是一些個別伸展的丘陵、洲堤或壠。壠都是平行排列，行列包圍着沉積壠的冰川的翼片。壠與個別終磧丘地的斜度是不均齊的。它們的外邊較陡，內邊較緩斜。在這個地帶終磧低降得很厲害，逐漸與底磧分佈區的丘陵地形相會合。冰磧壠長度有幾百公里，其高度不超過幾十公尺。在個別終磧壠與終磧丘陵之間常可發現盛水的低地。

上面提到的形成終磧的特徵爲大陸冰川作用所固有。谷地冰川的終磧往往横越谷地，以礫石構成的堤把谷地隔開，並且它們常常把谷地堵塞住。沿谷地斜坡常可看到縱的或側的洲堤狀冰磧。由於冰川融水被堵塞的結果，在終磧横壠和後退的冰川邊緣之間時常會形成冰川湖盆地。

現代冰川的終磧並沒有廣大的發育。譬如，格陵蘭的冰川邊緣終磧並不常見。在斯匹次卑爾根冰島的冰盾邊緣上也很少看到終磧。葉爾莫拉也夫（Ермолаев）指出，在新地島的終磧是藉面磧而形成的，終磧多半見於有冰原石山突破冰蓋的地方。

第四紀冰川作用區域的終磧分佈很廣。在俄羅斯平原此類終磧尤多。芬蘭南部保存有像薩爾保賽烈(Сальпаусельке)這樣的古老的終磧壠。在科拉半島南岸及列寧格勒近郊也很完整地保存着終磧壠，這些終磧壠的體積並不大（只有幾公尺高，幾公里長）。這種終磧稱爲年磧，它們是在冰川邊緣位置的季節變化過程中產生的。一般說來，第四紀冰川作用的終磧羣集於標幟着冰川邊緣的地帶。從別洛斯托克（Белосток），經明斯克（Минск）、奧爾沙（Орша）、斯摩稜斯克（Смоленск）、莫斯科省，直到雅羅斯拉夫（Ярославль），繼續下去到北德維納河延伸的、在俄羅斯平原上的波列謝冰期沉積的主要終磧帶從地貌觀點來看是極爲重要的。

底磧丘陵地形　第四紀大陸冰川作用地區之特點是底磧分佈很廣。底磧是依靠所有冰川運來的物質而形成的。底磧的原體主要是內


蘇联歐洲部份及其相
隣地區的終磧分佈圖
（據雅科甫列夫）
125 0 125 250 375 公里
巴倫支海
伯朝拉河
梅晉河
北德維納河
波羅的海
芬蘭灣
拉多加湖
奧湼加湖
伏尔加河
西德維納河
湼曼河
第聶泊河
頓河
窩瓦河
多瑙河
黑海
亞速夫海
裏海
芬蘭終磧帶
II 内薩尔色謝尔克
III 外薩尔色謝尔克
波羅的海白海終磧帶
IV 里加列寧格勒綫
V 葉尔加夫窩莫戈尔斯克綫
VI 比什北德維納綫
主要終磧帶
VII 内綫
VIII 中綫
IX 外綫

圖 97

土積

壠積帶長之

終地水湖

磧爾終

多壠終積第（（去積

廣



圖98. 特列齊亞科夫（Третьяков）地方的冰川終磧。新地島。
（維諾格拉多夫攝）

磧和基磧兩種。其餘各類的冰磧在形成底磧地形的過程中也起了作用，但只能造成底磧的微型地形。

當冰川後退時，冰磧就沉積下來，沉積層的厚度有幾公尺，有時達幾十公尺。冰磧的一般特性是能把冰期以前那種不平的地面改變，使之强烈緩和。所以在平原地帶的底磧沉積能把地表變得平坦。當冰磧堆積於冰期以前的丘陵地形上時就形成了冰磧丘陵地形。在這種地形中具有在冰川來到以前所形成的小丘。就中具有結晶核心的鼓丘常常也是這樣生成的。冰磧的厚度常因冰川流過的古老地表的不平度而異。

在阻礙冰前進的高地斜坡上冰磧的厚度常常較大。覆蓋冰磧（底磧）的表面沒有尖銳的隆起，在地貌上它呈丘陵狀，周圍界以緩坡。

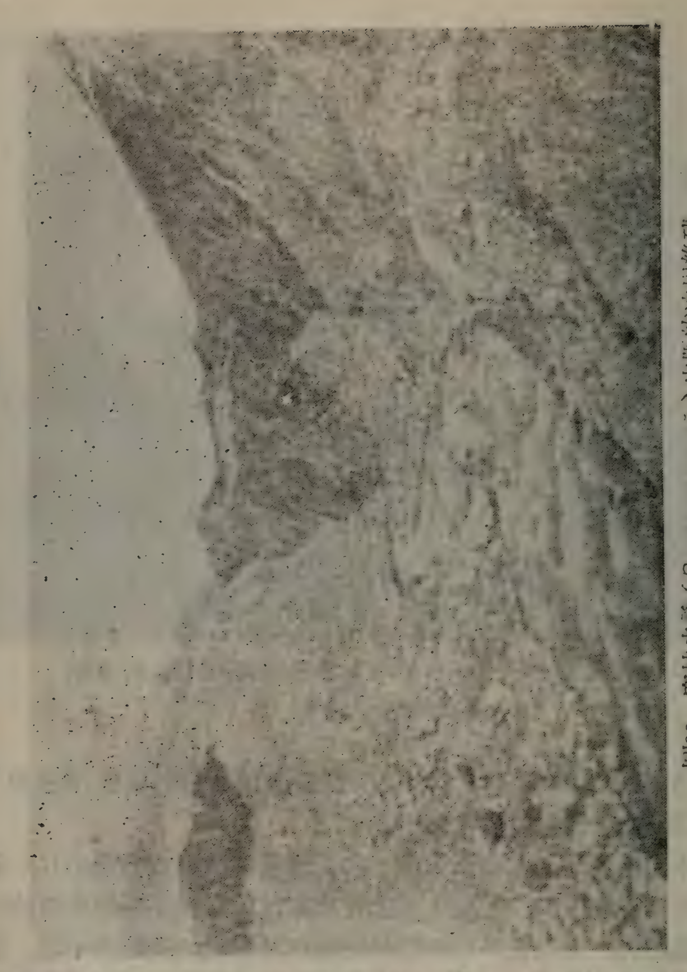


圖99. 塞拉夫桑（Зеравшанский）山脈的冰川終磧
冰川爲冰磧所覆蓋。從右方可以看到構成三角洲的冰川小河。

在第四紀大陸冰川作用的區域內，冰磧丘陵地形佔據廣大的面積。蘇聯的瓦爾戴高地、莫斯科省和其他地方冰磧丘陵地形都很發育。西西伯利亞低地的西北部冰磧丘陵也佔有廣大的面積。

冰水地形 除去冰川地形以外，在大陸冰川作用區域內，由於冰川融解的水所形成的起伏地形，其分佈也很廣。冰川水的作用在冰川

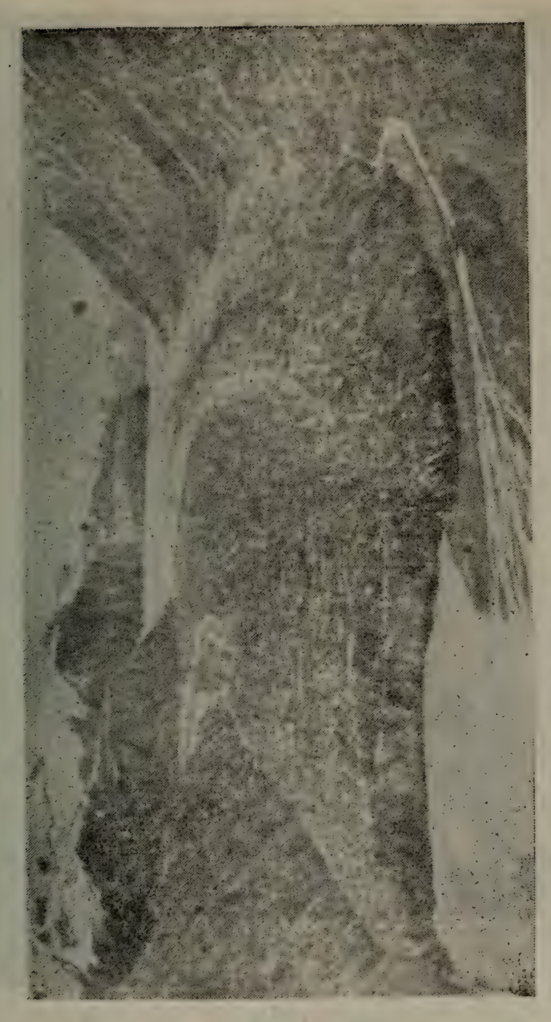


圖100. 阿拉斯加克里朗(Криллон)地方之冰川尾

四周很劇烈。在融冰的過程中融解的冰川水流構成了密集的水網，這些冰水以後就注入河流。水流在冲運冰川冲積土時，冲洗了礦物質的顆粒，同時把它們帶走。被帶走的冲積土顆粒的大小是决定於水的流量和流速。被帶走的顆粒在沉積時就產生疏鬆的冰水沉積層。這種冰

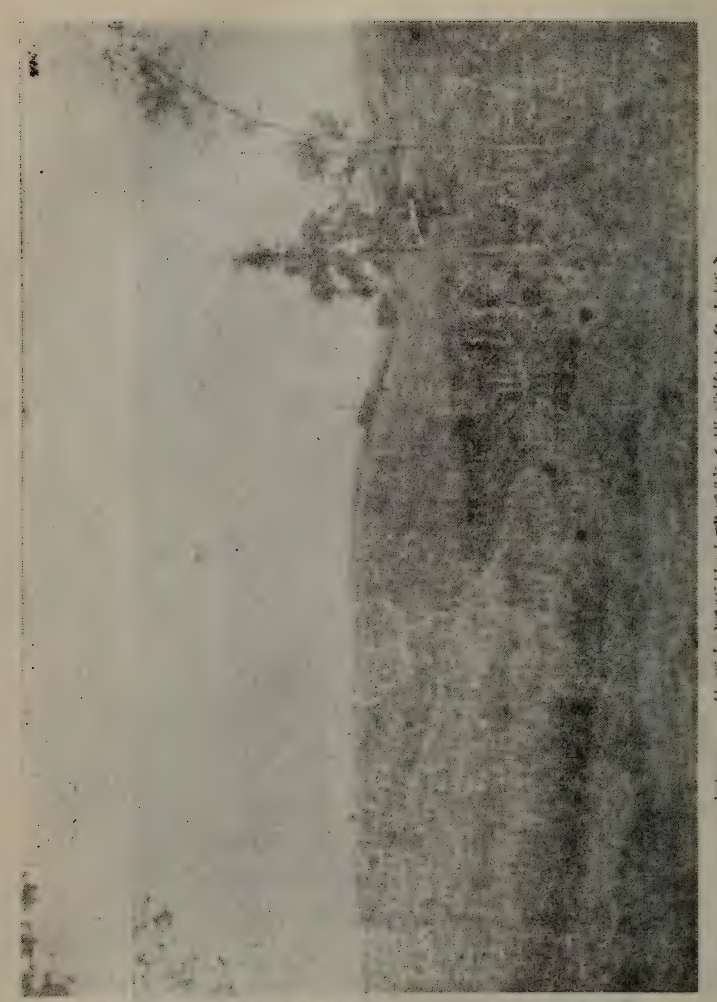


圖101. 伏爾加河源的冰磧丘陵（維諾格拉多夫攝）

水沉積層造成了冰川外緣區域的各種地形，亦即是原先冰川作用邊界的廣大地帶的各種地形。冰水沉積和冰磧的不同點是冰水沉積有很好的分選性，它能分出土壤、砂和礫石。

冰川沉積及其所造成的地形的分佈決定於下列條件：（1）冰川邊緣的變動和（2）與冰川接界地區的地形，其中也包括冰川地形，冰川融



圖102. 波羅的地盾以外的冰川堆積地形

1—終磧和蛇形丘；2—冰磧丘陵景觀；3—鼓丘；4—冰磧阜； 5—間冰期沉積的主要所在地； 6—沙； 7—沙土；8—壚坶和黏土；9—礫石壚坶及冰礫土；10—礫沙土；11—黃土狀壚坶和黃土狀黏土；12—黃土

水就是在冰川地形的裂隙中循環地流動着。在冰川外緣，融化的冰川水冲成了扇形冲積錐，這種扇形冲積錐具有獨立的地貌意義，它並且覆蓋着較早期的起伏地。離冰川邊緣不遠的地方迸發出來的這股水形成了水流，這股水流在濱冰川地帶的堆積地形條件下挖掘着河床。這些河床或谷地位於較早的河谷地形之上。最後，在距冰川邊緣很遠的地方融化的冰川水沿着老的挖掘好的河谷流動。冰川地區附近河谷內的作用決定於冰川邊緣的位置及一般的冰川作用發育的情況。

這些過程發展的程序是這樣的。在冰川的前進階段及其固定階段中，冰川水帶走大量沉積在河谷內的疏鬆物質。河流內的堆積過程決定於季節條件。在曾經進抵蘇聯北緯48°的第四紀大陸冰川的邊緣，這種變化特別明顯。在融冰劇烈的幾個月中產生了極大的含有大量雜亂

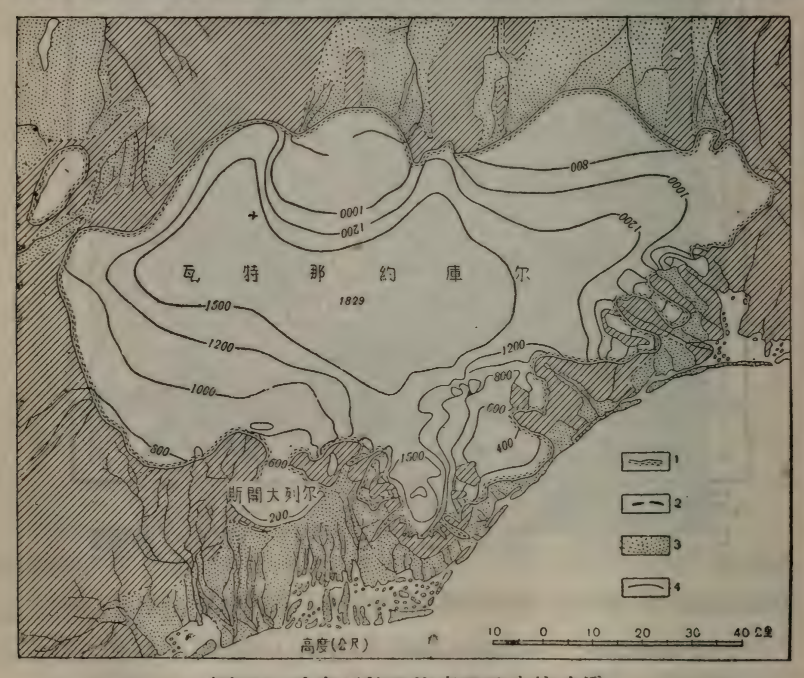


圖103. 冰島瓦特那約庫爾地方的冰盾

1—冰盾邊緣；2—終磧；3—扇形地；4—冰盾面的等高綫

疏鬆物質的融化冰川水流。因爲河谷不能容納它們，這股水流造成廣大的氾濫，淹沒了低的分水嶺，沉積下大量的懸浮物質。一般說來，在冰的流動時期及冰川作用在沿冰川地區河谷內前進發展的時期，常常進行着劇烈的疏鬆物質的堆積作用。

在冰川作用後退或消亡的條件下，冰川水的數量漸漸減少，因此冰水加深河床的作用也不會再超過谷底的範圍。與冰川後退時期同時，河谷內的侵蝕作用加强了。由於冰川前進與後退兩時期的交替重複，河谷內產生了階地系統，它們的數目正與冰川作用的次數相符合。因此，冰川後退的各個時期反映在階地兩旁的階梯上。

由冰川水流所形成的地形及冰水沉積所形成的地形是極爲多種多樣的。通道谷是一種與冰川邊緣相平行的廣寬的地溝。假如冰川佔據與其邊緣相垂直的谷地，那末這些地溝就會橫過谷地及其分水嶺。隨着冰川後退，這些谷地切斷了分水嶺，成爲互相溝通的谷地，並與早期形成的河網完全不相一致。

在古代大陸冰川作用地區內，古代的水溝谷地極廣泛地分佈在波羅的海沿岸的低地內，並伸展在維斯拉河（Висла）、奥得河（Одер）及拉巴河（Лаба）（易北河）之間。在這些谷地中有的爲上述的河流所流過，而其他的一些谷地則是乾涸的，或者僅有小河流經流其間，其寬度與谷地的寬度完全不相稱。烏克蘭也有很多的通道谷。它們割斷普里皮亞特河（Припять）、捷捷列夫河（Тетерев）、南布格河（Южный Буг）、德聶伯河及英古列茨河（Ингулец）的分水嶺。在德聶伯河支流（如蘇拉河〔Сула〕、普肖爾河〔Псёл〕、沃爾斯克拉河〔Ворскла〕、奥列爾河〔Орель〕）附近有很多顯明的通道谷。特別是在列舍齊洛夫卡及森查雷兩村間穿過普肖爾河和沃爾斯克拉河分水嶺的波盧澤雷河佔據着很大的通道谷。在奥卡河、下莫克沙河和斯維亞加河之間沉積有沙的地溝顯然也是屬於這一類地形（巴甫洛夫）。

冰磧阜是平頂、圓形、具有平坦斜坡的高地。冰磧阜通常爲單獨分佈，有時成羣地分佈就形成一種很特殊的丘陵地形。有冰磧阜分佈的地表常稱冰磧阜景觀。

冰磧阜是由分選過的物質一壚塌及細粒砂--組成的。有時構成冰磧阜的物質具有細帶狀的層理。冰磧阜總是位於冰川邊緣的內側。當代冰川附近很少發現有冰磧阜。在阿拉斯加的瑪利亞斯肯冰川上，冰磧阜形成於冰層之下，可以在不久之前爲冰川所覆蓋的地方見到。冰磧阜同時也產生在爲冰水冲積土層所覆蓋的死冰面上。覆蓋層隨着冰的融解會發生塌陷，分裂爲個別的丘陵，在丘陵之間形成了低地。

馬爾科夫曾在帕米爾的菲德欽科冰川上觀察了冰磧阜的形成過程。在很少移動的冰川邊緣上有由滾圓的礫石構成的小丘.礫石上面掩蓋着冰磧。馬爾科夫推測：冰磧阜是形成於菲德欽科冰川邊緣冰層下的洞窟中的，這些洞窟是由冰川下的融水造成的。當這些洞窟填滿之後，就產生了冰磧阜，冰磧阜正是洞窟的模型。由於洞窟鞍部的融解及內磧和中磧下沉的結果，在冰磧阜上產生冰磧蓋。絕大多數冰磧阜都是在冰川邊緣冰川底下的湖中形成。在冰川下面的湖中，冰向上浮，構成冰盾，在冰盾下面就形成冰磧阜。關於形成冰磧阜的這樣的概念完全能說明它們爲什麼位在低窪的地方。

在具有冰川前期的起伏地形的地方，冰磧阜會分佈在高地的斜坡上，形成一種特殊的冰磧阜階地。上述這類階地在北美、蘇聯的斯維爾河流域和普斯科夫湖沿岸均有。有人推測：在冰川邊緣及高地斜坡之間的低地中，在冰川裂隙和冰川彎曲部分中也會產生階地冰磧阜。冰磧阜階地的形成與冰磧階地的形成過程有密切的關係。冰水物質組成的冰磧階地集中在高地斜坡和冰川邊緣之間的地溝裡。假使冰川邊緣後退得很快，那麼後退一面的物質失去支撑就沿斜坡下滑，造成了階地。

假如冰川邊緣的河流在上述條件下不沉積下物質，而是侵蝕斜坡，那末在斜坡上就會發生所謂邊緣溝渠或者稱之謂圍繞丘地的侵蝕溝槽。邊緣溝渠和階地冰磧阜都是先前冰川作用邊緣的外形和位置的很好證明。冰磧阜的景觀分佈極廣，在蘇聯列寧格勒省的卡累利阿地方常可看到它們，北美等地的冰磧阜也曾被詳細地研究過。

在冰水沉積物廣佈的區域內常可發現大量稱爲鍋狀冰坑或冰盆的

圓形低地，這是一種特殊的地形組合。這些鍋狀冰坑不很大，其直徑不超過幾十公尺，其深度不超過幾公尺。此類低地常爲泥煤所塡滿或者有小湖泊位於其中。

冰盆是由於埋在冰水冲積土下面的大塊死冰融解而生成的。也有些學者推測，按其成因來講，冰盆好像鍋穴一樣是由注入冰川裂隙的水流所造成。

鍋狀冰坑及冰磧阜的成因需要綜合地研究。它們是冰川覆蓋地區特殊的轉化地形。在這種地形中，鍋狀冰坑是一種冰經融解而成的盆地，亦即熱力喀斯特（термокарст）地形。在現代條件下也還能發現與其類似的地形。在永久凍土帶廣佈的地區內此類地形尤爲常見。在雅庫蒂亞某些區域內也有很多這樣的冰坑。

蛇形丘　蛇形丘是一種洲堤或壠狀的高地，其外表像鐵道路基。它們常是沿着冰流方向伸展，並且它就是因冰流而生成的。蛇形丘之高度變化甚大。它們的高度有達於70公尺。常見的蛇形丘都是15—25—30公尺高。蛇形丘之長度有數十公里，斜坡之坡度達 41°，寬度有幾十公尺，很少有幾百公尺。

在平原區域內，蛇形丘在相當長的距離內伸展，並且具有對稱的外形。它們的位置與當代地形的特點無關。在丘陵區域內蛇形丘分佈在高地斜坡上，狀若階地，並且其外形是對稱的。有時在蛇形丘表面有橢圓形淺穴，這種淺穴在蛇形丘脊面上尤爲普遍。蛇形丘常沿走向分裂成個別丘地。

蛇形丘是由分選過的具有對角線層理之砂礫物質所組成。現代冰川是否也有蛇形丘尙不清楚。上述阿拉斯加瑪利亞斯肯冰川的年輕蛇形丘，此地的礫石物質堆積在冰川面特殊的溝槽內。馬爾科夫在帕米爾冰川上也曾看到過這種類似的冰川上的礫石沉積。

曾經把芬蘭境內很多蛇形丘描述過的芬蘭地質學家得出結論說：構成蛇形丘的物質是在冰川內部堆積起來的（亦即是在融解的冰川水流過的裂隙內堆積起來的）。在冰川內部這些物質是呈懸垂狀態。冰一融化，這些物質就沉積於冰床，形成蛇形丘。有時還可以看到蛇形

丘組合成整個的蛇形丘景觀，它們位於稱爲蛇形丘三角洲的邊緣上。

此類蛇形丘的普遍分佈地區已知的有南卡累利阿、蘇納河流域、熊山城附近和科拉半島。在卡累利阿，蛇形丘的沉積逐漸轉變爲帶狀沉積。格拉西莫夫與馬爾科夫兩人在研究蛇形丘分佈情形的特點時，曾指出有兩種特徵：（1）向冰磧阜的轉化，這說明水流系統（蛇形丘）與水池系統（冰磧阜）在冰層下的相互聯系；（2）在平原冰磧地形（原生岩平坦層面）中蛇形丘表現得最明顯。這裡的蛇形丘比較長，而在丘陵冰磧地形中蛇形丘比較短。長蛇形丘大概是在長冰川流中形成的，而丘陵冰磧地形的蛇形丘大概是因爲冰川有很多的裂隙而生成的。

在古代冰川作用地區的地形中蛇形丘分佈甚廣。在波羅的海沿岸地方外貌明顯的蛇形丘尤爲常見。

冰水砂質平原（扇形地）。緊接在終磧分佈區後面，融化的冰川水沉積下了碎屑物質中的大部分。因此就產生巨大而平坦的地面稱爲扇形地。在現代的條件下，冰水扇形平原形成於冰島、阿拉斯加、北地島及其他地方的廣闊冰盾周圍。

在冰島的現代扇形地中面積最大（900立方公里）的斯開大列爾扇形地位於瓦特那約庫爾冰盾南部的邊緣上，斯開大列爾扇形地是一個光禿的、從冰川邊緣斜下來的平原。在冰川邊緣附近一公里以內斜度達4—5公尺，離冰川邊緣漸遠的地方斜度也逐漸減小。在扇形地的上面漫佈着無數冰川融水的小溪，它們慢慢匯合在一起，並冲刷自己的河床，最後互相匯合成爲兩條大冰川河。扇形地是由滚圓的石子所構成的。在距冰川邊緣約6—7公里的地方，冰礫物質內夾雜有大量細粒泥。扇形地像楔子般地伸入冰川邊緣的彎曲部中去。在冰川西部冰川和扇形地的邊緣之間伸展着終磧帶。冰川水從冰川邊緣上撕下個別的冰塊，把它帶到離冰川邊緣達12公里的遠處，而後爲冲積土所覆蓋。這些埋着的冰塊融解時就形成地坑——鍋狀冰坑。

根據塔爾（Tapp）觀察的結果，在阿拉斯加有無數扇形地的地面是十分普遍的地形。如圍繞瑪利亞斯肯冰川邊緣的扇形地佔有寬5公里長18公里的面積。在它上面堆積有大自巨礫小至黏土的碎屑物質。在扇形地的周邊上堆積有砂質及土質的物質。扇形地上流着的河流分爲無數支流，如克維克河約分

出150—200條支流。在斯匹次卑爾根冰川邊緣上此類形成物分佈也非常廣泛。

研究外形顯明的扇形地的結果，使我們有可能確定：扇形地是冲積錐，有時是消失在冰水扇形平原的無數水流的三角洲。冲積錐有很平坦的外形和很廣寬的水平面。在冰水扇形平原中冰水物質的堆積由於向深侵蝕因有永久凍土帶而受到阻礙的限制所以減弱了。永久凍土帶地區的河流，特別是東部西伯利亞和北地島等地的河流，使我們體會到這種疏鬆物質的堆積方式。在永久凍土帶中的河流是不會發生向深侵蝕的。它們在春天氾濫得很厲害，這使河流分出無數的支流，這些支流漫流在冲積層的分佈區內。

寬廣的冰水扇形平原是古代大陸冰川作用區域地形的普遍類型。特別在東歐平原，扇形地佔據廣大的面積。普里皮亞特河流域的波列謝區及麥舍爾低地均是扇形地的顯明例子。維斯拉低地附近及波羅的低地附近的廣大地面也都是扇形地。

波列謝位於俄羅斯平原主要終積帶以南。它的南部邊界位於烏克蘭結晶岩帶的北境。該結晶岩帶從謝彼托夫卡經過波朗諾耶、別爾季契夫、日托米爾、法斯托夫、基輔到達德聶伯河。在德聶伯河流域一帶，扇形地呈砂質階地的形態一直遠遠地向南下降。波列謝猶如其他冰水扇形平原一樣也具有如下的特徵：（1）廣大的砂土覆蓋層，由於風的作用這些砂土都形成小丘；（2）地層不深，離土中水面很近。河流在挖鑿得較淺的谷地中流動，並且河水的排水量極

圖104. 瑞士的覆蓋冰水礫岩圖
D₁—古老覆蓋礫岩；D₂—較年輕的礫岩；N₁—上層砂礫階地；N₂—具有兩個階梯的下層砂礫階地；M—最長距離的冰磧

微，因此形成一片大沼澤。

冰水階地山區的谷地冰川與大陸冰川的不同之處是谷地冰川不堆壘起廣寬的冰水錐。融解的冰川水沿着深谷以巨大的流勢奔馳。這些流水重又冲刷冰磧，選出細礫物質。冰川河的作用力全看冰川作用的發展情况如何而定。谷地中的冰水階地分好幾層。在考查山谷中冰水階地的分佈過程中，時常可以確定冰水階地及與其同在一個冰川階段形成的終磧之間的連帶關係。



圖105. 北什列茲維格的地槽冰川湖

在河流的山區部分，冰川階地的形態常不很明顯。它們在山麓河流出口的地方較爲明顯。在後一種情況中，在谷地斜坡高處有最老的階地。年輕的階地往往是夾雜在老階地之中。 隨着離山的距離增大， 階地的階梯就逐漸降低， 階地同時也向下低落． 這樣， 較年輕階地的礫石就堆積在較老的階地之上。這是由於較高的階地是在雪線位置較低的時候生成的緣故。

高加索庫班河上流的無數冰水階地曾爲學者描述過。根據林加爾德所說這裏有兩個武木階地高達30公尺，一個里斯階地高有45公尺，另一個民德階地高有 120 公尺，羣智階地高有 175 公尺。索科洛夫（Н.Соколов）在這裏劃分出 六種階地高自1公尺、 4—6公尺、8公尺、10公尺、16—20公尺到100—125公尺不等。在高加索山脈出口處的捷列克河旁有四個顯明的階地。

在北高加索山前出口處冰水階地的礫岩分佈甚廣。相鄰谷地的冰水冲積錐會合起來就形成一個共同的礫岩蓋。在礫岩蓋中可以考查到各個冰水階地的階段。前高加索的覆蓋冰水礫岩形成一個廣闊的外力加給平原。庫莫捷列克平原及庫班平原都是屬於這類冰水平原。楚勒

(Чуль)河與錫爾河流域之間的西部天山山前的廣寬平原邊緣大概也

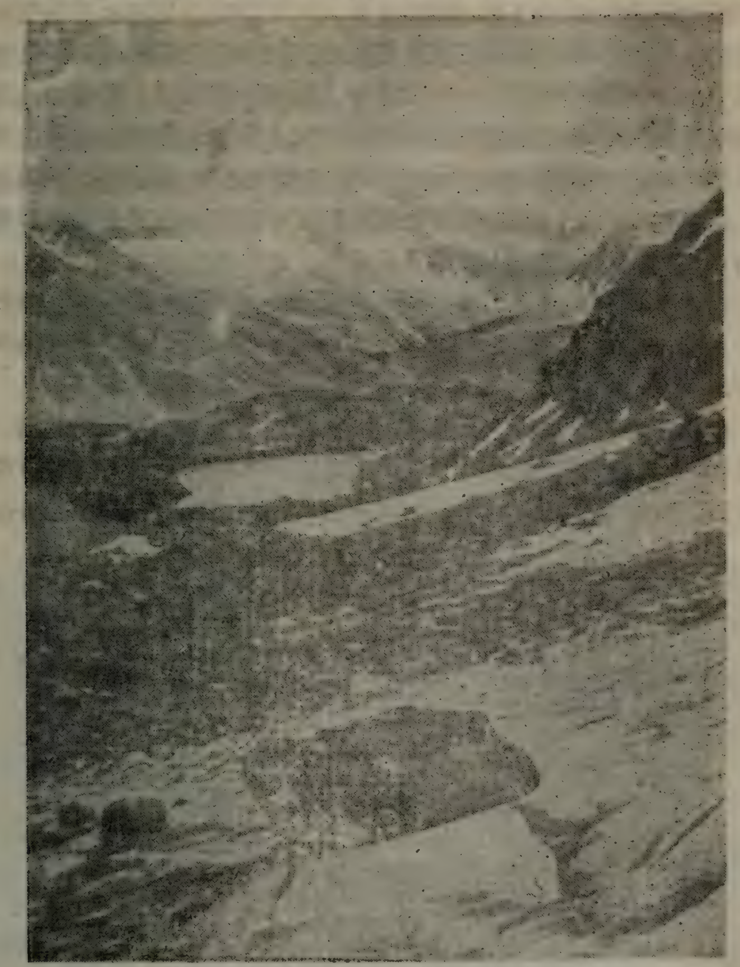


圖106. 阿拉桑卡巴河河源爲圓形磨光岩石所圍繞的冰川湖
(在圖前者爲冰桌)

屬於這一類山前冰水平原。阿爾泰的山前平原、中歐北方平原的一部分及其他地方都是這樣生成的。

黃土平原大陸冰川邊緣地區及冰川附近的寬廣山前平原是呈懸浮

狀態的被遠遠帶出冰川作用區以外的碎屑物質（冰川粉）的堆積區。在特殊的自然地理條件下，形成的黃土狀沉積層乃是因冰川而生成的沉積物。平原上的黃土狀沉積層是在地面較高部分爲冰川所覆蓋時堆積起來的。冰磧是堆積黃土狀沉積層之主要物質來源。融解的冰川水帶來冰磧的碎屑並把它們沉積下來的情形，與在河漫灘上堆疊沉積物的情形相似。疏鬆沉積物分佈的區域也就是冰水水流分佈區域的標誌。在現代條件下，疏鬆的黃土狀沉積層可以在永久凍土帶的分佈境界內看到。在這裏細小的物質常是堆疊在地形低的地方。

黃土狀沉積層分佈頗廣，在構成冰水堆積平原的地形方面它們具有很大的意義。烏克蘭、頓河、北高加索、西部西伯利亞低地的南部和東南部以及其他地方的遼闊草原上的黃土都是這樣生成的。

冰川地形的分帶性 上述各種因冰川而生成的地形分佈甚廣。這些地形的分佈是有規律性的，它們形成了一種特殊的具有顯明分帶性的地形。這種分帶性的特點在平原地形和山區地形的條件下是各不相



圖107. 喜馬拉雅山托斯赫冰川的高山景觀

同的。以前大陸冰川作用的平原地區可以分爲下列幾種主要分帶地形：（1）丘陵底磧景觀；（2）終磧景觀；（3）冰川平原或扇形地景觀；（4）黃土草原景觀。這些景觀由於後來的冲刷作用和搬運作用在頗大程度上已消失了原始形態。

如果我們在俄羅斯平原內自北向南行，則第四紀冰川作用的分帶景觀可如上所列舉的次序在這個平原內觀察到。除去主要的分帶冰川景觀以外，在大陸冰川作用地區內，還有無分帶性的景觀，這種景觀

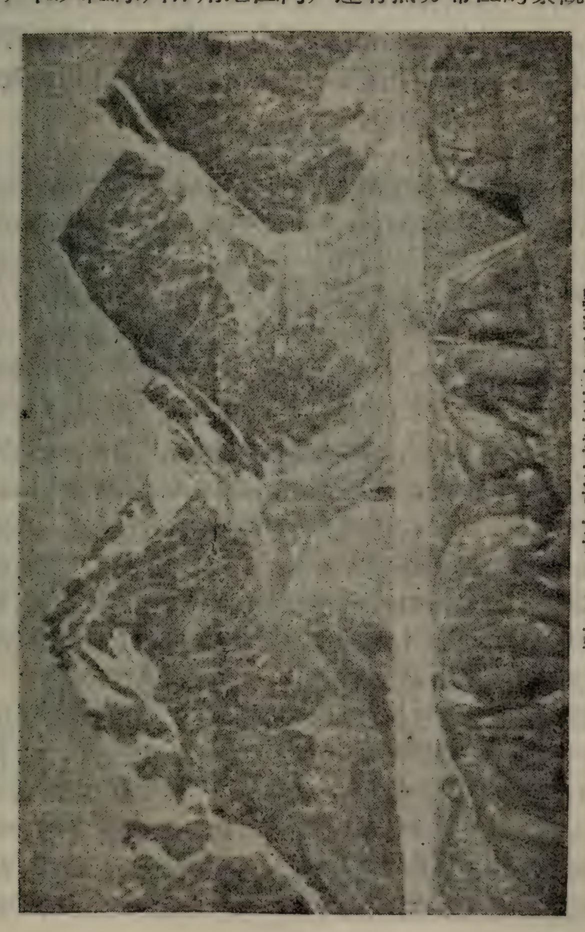


圖108. 高加索迪赫套的山區景觀

是因决定該地地形一般外貌的、由冰川形成的任何地形分佈造成的。屬於無分帶性景觀的有鼓丘景觀、蛇形丘景觀、冰磧阜景觀及其他，這些景觀都發育在冰川堆積平原的分佈區內。

在山區，冰川地形的分帶性同樣也很明顯。這裏的分帶性表現在垂直的方向。從山麓到高山區的山頂，研究者首先發現在谷地斜坡上伸延到深山的是廣寬的礫石平原和冰水階地。在靠近雪線的地方，谷地的特性改變了，其冰川槽的特性表現得更爲突出。可以看到無數懸谷和死冰斗。谷地往往被終磧的礫石堆所隔開。另外可以看到邊境的冰川湖及冰斗湖。在懸崖突起部的面上留着有冰川作用的遺痕。

4. 水成地形

總述 能大量改變地表外形的液態的水，乃是最主要的地貌因素之一。液體水的地貌意義决定於氣候的特性。如所已知，在冰雪氣候的分佈地區，具有地貌意義的是固體的水，因爲這裡只有冰川地形。在乾旱氣候的地區水份不足的條件下，水改變地形的積極作用就大爲降低。水改變地貌的積極作用只有在潮濕氣候的條件下才能產生，就是說在有條件使大量液體水流動的地方才能產生。

水在自然界的循環具有如下的順序階段：（1）蒸發；（2）搬運；（3）凝結和降雨；（4）流動；（5）蒸發………周而復始。水份的蒸發無論在大陸表面，或主要在無邊際的水面，海洋表面到處都進行。藉助於太陽的熱而形成的水蒸汽具有大量的機械能，這些機械能相當於太陽蒸發這些水份時所耗的能。這種機械能就是水在地球表面進行作用時所需之力的來源。昇到氣圈中的水蒸汽和氣流一起飄散到地球表面的各處。在良好的條件下，空氣中的水份就凝結成雨或雪降下。降雨對地貌的作用很早就被確定了。如果降水落到地面，那末它就能改變地形。水進行地質作用是在剝蝕作用的上部水平面與絕對水平面位置之間的範圍內它所流過的所有地方，就是從最高度到海面。

成雨而落到地面的水份可分成幾個不相等的部分，它們的數量比例由於各地的具體條件不同而變化得很厲害。一部分水份蒸發到空氣中，它來不及完成一定的顯著的工作。另一部分雨水在地面流動。它起初像一薄層似的蒙蓋在下雨地方的地面。這一薄層水往引力方向流動，同時帶走它所蒙蓋的細小泥沙顆粒。在這個階段雨水的作用具有區域特性，並普及整個下雨區域。在稍微不平的山坡上薄膜似的水層的厚度常常會增加，水的流速會加快。在這種情況下分

出的單獨水流，其作用隨山坡的陡度增加而更形顯著。這時水流的力能集中於有限的直線延伸的面積上，在這個範圍內水就發生流動。這時水在或長或短降雨的一段時間內發生作用。此種作用是暫時性的。集中在地形最低地方的滙水，成爲供給經常水流的一個來源。

第三部分的雨水滲入地下，成爲地下水的來源，這些水流出地面就成爲泉水。滲浸在岩石內的地下水進行着非常大的地質作用，對改變地形起着積極作用。

最後，在無水流外洩的區域，雨水積聚起來，就形成了相當大的死水盆地——湖。陸地上的死水對湖岸發生很大的影響，造成獨特的湖岸地形。湖岸地形由於水體的大小不同而差異很大。巨大湖盆地的湖岸地形的發育過程和海洋沿岸地形的發育過程完全相同。

由於水的侵蝕作用的結果，產生各種各樣的雕刻地形，這些雕刻地形集合起來成爲複雜的侵蝕地形。同時，如所週知，水在地面上進行着很大的沉積作用，沉積作用只發生在水停滯的地方。在這些地方沉積下所有被水搬運來的東西。由於這些沉積物就產生了各種不同的水成堆積地形。

分析陸地上水的地貌作用時，可以得出結論：潮濕氣候地區水成地形的類型包括那些差不多完全由於水在運動的不同階段中所起作用而形成的地形。在這種運動過程中就形成了大陸上各種起伏地形，這些類型相互之間有着關連，並結合成爲地表上地形的一種單獨類型。

水成地形分類簡表

型	組	類	形
潮濕區域型	1.冲刷地形（磨削）	雕刻地形	溝 無河床的地谷 土錐 剝蝕地形（構造階地）
		堆積地形	坡積層
	2.暫時水流地形	雕刻地形	冲溝和冲溝地形 坳地和坳地地形
		堆積地形	冲積錐 山前平原
	3.冲積或河谷地形	雕刻地形	河谷 侵蝕階地
		堆積地形	堆積階地 冲積平原 三角洲

磨削地形 平面冲刷或磨削作用乃是水的作用的普遍形式。這種形式在降雨的地面到處可以見到。由於表面冲刷的結果，出現了無數各式各樣的和分佈特別廣泛的高低不平的地面。表面冲刷的過程就是岩石風化產物連續不斷地往引力方向的移動。下述即為平面冲刷的實質；當雨水降落到地面，或當覆蓋在地面的雪融化時，首先形成一薄層的水面。在這樣的表流形成過程中，由於一方面水滲入地下，另一方面水沿着細小不平的斜坡地方流動，該水層就分成個別部分。當細小不平的斜坡大量存在時，整片水層就隨斜坡陡度的增加而分成無數單獨的細流， 這些細流在它們沿着地面斜坡往下流動的路上有時分離，有時匯合。

在表流形成過程中及其沿斜坡下流時，使極小的礦物顆粒粘上水份， 這些細小顆粒也就順表流的方向往下流動。 隨着斜坡陡度的增加，細流的强度、流動力和搬運能力也隨着增加。礦物顆粒在這些路程上，被對地面岩石發生破壞作用的流動的水儘量携帶。如果流動的表流或細流在自己的路上碰到了阻礙， 則就停止或降低它的流動能力，在這種情況下就可看到和上面相反的現象，在這些地方被水帶來的物質就沉積起來。因此，平面冲刷是由無數細流的集體所組成的，這些細流在它們流動過程中，有時出現，有時消失。相應的，被水帶動的顆粒要走過很複雜的路程，這路程是由不斷移動的一些地段和長期靜止的一些地段所組成的，亦就是有些地段進行搬運，有些地段發生沉積。同時，水流的一般方向總是沿地面斜坡往下流動。

在礦物顆粒物體移動過程中所形成的地形，既產生於礦物物質減少的地方，又產生於礦物物質堆積的地方；因此可把這種地形分為雕刻地形和沉積地形兩種:

冲刷雕刻地形一般是在高峻地形的條件下及在疏鬆岩石構成的地段上較明顯地看得到。這種地形的多種多樣，大多決定於受冲刷的岩石的成分。

平面冲刷的最普遍的地形中特別有意義的是無河床的谷地、溝、土錐、剝蝕階地等等。

無河床谷地 常發育在由黃土或細粒沙子構成的平坦草原地區，這些草原地區表面的斜坡是很緩和的。在這種條件下，表流向低的方向下流，漸漸形成具有坡度極緩的地溝。這種地溝的橫斷面具有凹度緩和的拋物線形曲線。在一些地區這些低窪成組地分佈着。組與組中間的分水區四周是沒有範圍的。溝的長度有好幾公里，它們漸漸加深，就形成谷地，但加深的溝比周圍地區只深了2—4公尺。常常可以看到數條溝滙合起來就形成一個系統，很像普通的河流系統。

類似上述的凹處可以在衰老的雕刻地形坳谷系統的上游看到。在這種情況下，無河床的谷地即是由於平面冲刷的結果而產生的，也有由於坡積形成的谷坡滑移而產生的。

無河床的谷地常見於黑海附近草原，它們在裏海四周地區和北克里米亞出露尤爲顯著並形成系統。這裡的碟狀低地——**草原盆地**乃是剝蝕的基準面。往草原盆地的兩旁伸展着無數無河床谷地的系統。無河床的谷地在黃土粉沙草原，在中亞細亞的沙漠也有出現。在卡拉比爾和巴德希茲的傾斜高原，在後翁古茲的卡拉庫姆，以及在烏斯特烏爾特高原，這種谷地特別多。後翁古茲的卡拉庫姆（圖109）的無河



圖109. 後翁古茲的卡拉庫姆的無河床谷地的系統
黑點爲無河床的谷地。數字爲絕對高度

床河谷有低陷的外形，並自翁古茲山嶺向阿姆河作南北向伸延。這些谷地的下游大量加深並有着一般坳地的外形，本地人稱它爲寨。

溝　隨着斜坡陡度的增加，表流分成單獨的細流，它們有足夠的力量來積極地破壞坡面。細流逐漸加深溝道，因此，在高地的斜坡上形成了溝系（圖110）。每一條溝都不太大，它的深度只有幾公分，長度也只有幾公尺。

在自然條件下，磨削作用生成的溝在黃土和泥沙構成的斜坡上及乾燥的地區露出得特別明顯。在溝之間的地段經常成類似島嶼的地形，四面被低地圍着。隨着低地的加深，這些地段就變成殘餘地形。這樣，新的地形便由此產生。

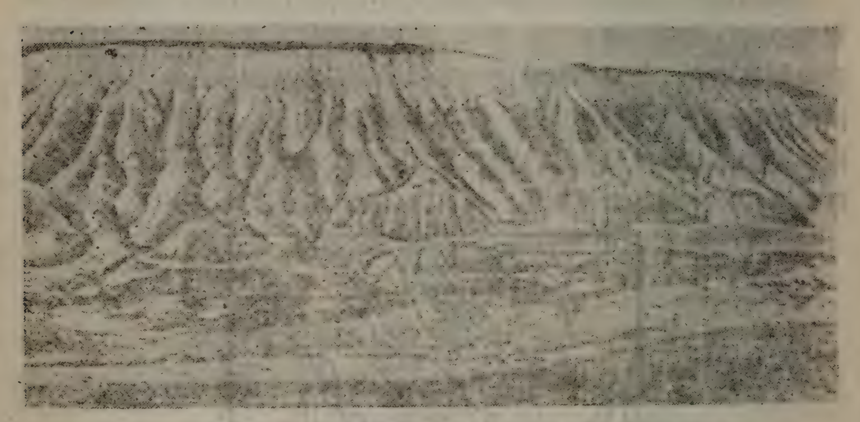


圖110. 暫時水流的侵蝕溝及分隔它們的脊樑（納茨基娜）

土錐和**土柱**常發育在由很厚的軟鬆物質所構成的地層斜坡上。它們往往在由黃土、洪積物或冰磧石所構成的斜坡受沖刷時產生。土錐和土柱的形態特徵是由構成它們的鬆岩的岩石成分而決定的。

在黃土中常有直立的柱子（圖111）。柱子高達10—12公尺以上。它們的外貌變化無常。在有些情況下，這些柱子成圓錐形、桌子形，而在另一些情況下，它們則成柱形或直的柱子形。它們成羣分佈在黃土地面被沖溝割切的地方。在烏克蘭草原的沖溝地區、蘇聯歐洲地區



圖111. 黃土地的侵蝕割切。頓巴斯

的中部、伏爾加河沿岸、中亞細亞、西伯利亞西部黃土地區等這些形成物尤爲常見。

在含有粗粒碎片的冰積物或洪積物的層系受洗刷時所形成的土柱和土錐的外貌較爲複雜。水流從這種岩石中帶走碎屑物質，把粗大的碎片和礫石留下，在石片和礫石掩護下的岩層不會受到冲刷。由於未被掩護的地面受洗刷的結果，溝漸漸加深和下降，這就使受掩護地段的相對高度逐漸增加。這樣便產生了土柱和土錐，在土錐和土柱的頂上都有礫石和碎石片（圖112）。

戴冠土錐的大小差異很大。例如在德聶伯河的斜坡上，在被洗刷的冰積石表面可以看到很多的土錐高僅幾公分，在頂上有厚幾公分的礫石。最高的土錐有 15 公尺高。這種巨大的土錐發育在高加索的凝灰岩和冰積物質的洪積層中。這種土錐還可以在捷列克河谷的斜坡上，在達爾雅爾峽谷地區，沿薩多那谷地看到。在阿美尼亞的挨爾布

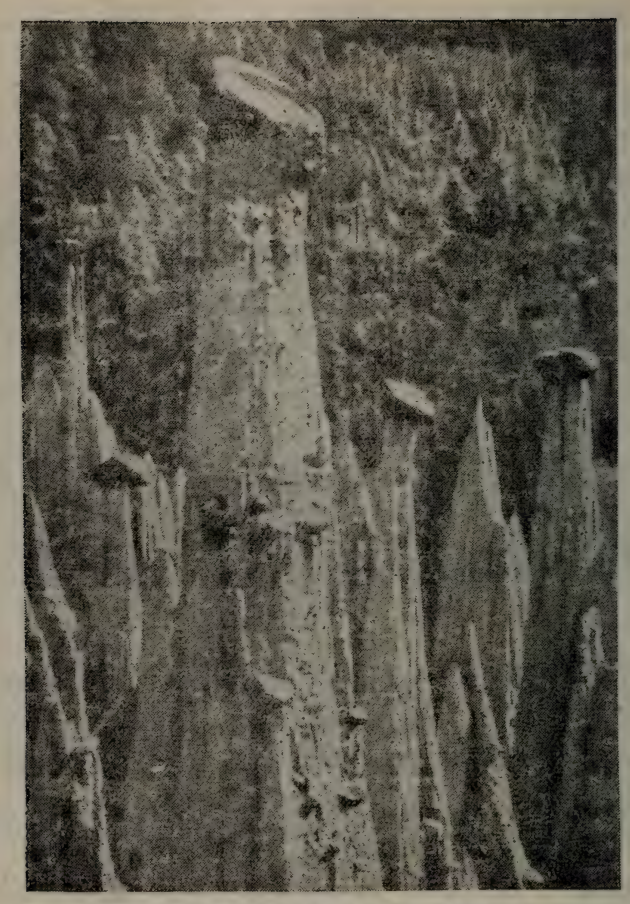


圖112. 在博岑的戴冠土錐。南齊羅爾

魯斯山附近，在阿爾泰山、天山、帕米爾高原的特別大的土錐是非常有名的。在阿爾卑斯山典型的土錐地形亦曾描述過。

土錐和土柱的特點就是時常變化。由於平面冲刷的發展，它們就漸漸破壞，最後土錐終於倒塌。但與此同時在其他地方形成着新的土錐。土錐的景觀，由於其組成部分不斷變化，其特徵是一般地單調（圖113）。

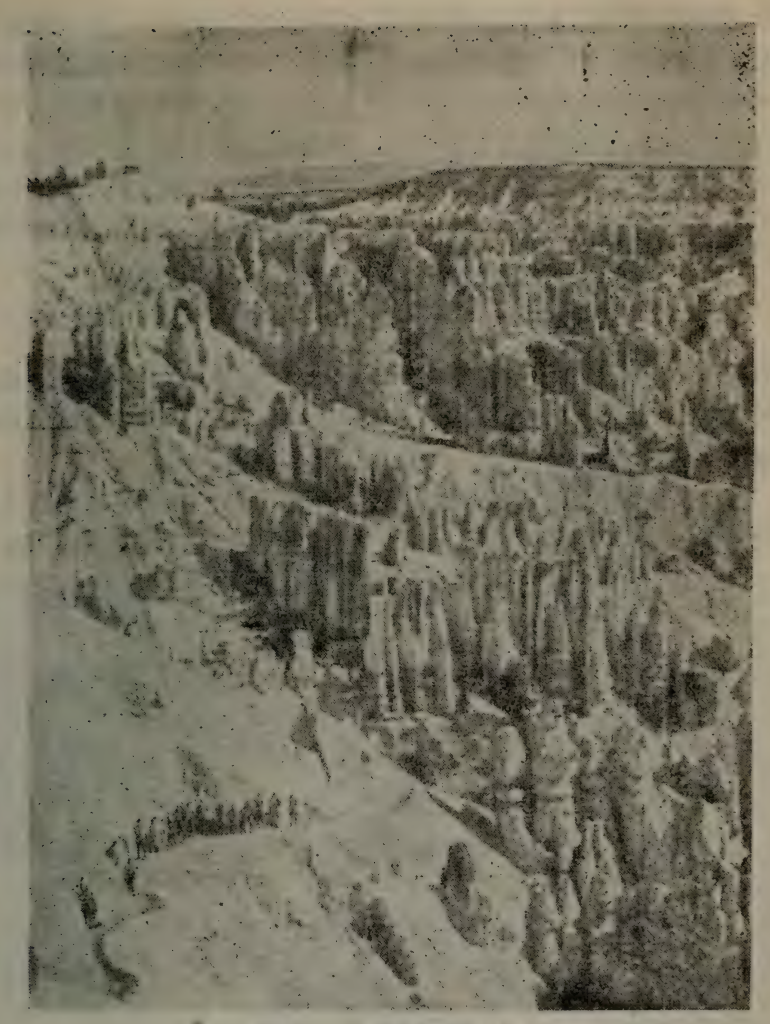


圖113. 北美的戴冠土錐

剝蝕（或構造）階地這是一種最特殊的地形，是由於地面受平面冲刷的破壞作用後才產生的。階地產生在斜坡地方，而斜坡是由各種不同密度的水平層理的岩層所構成的。鬆軟的岩層較快地被冲刷，

而比較堅實的岩層因此便赤裸出來。岩層的層理面就成爲階地面（圖114）。剝蝕階地或構造階地的大小極爲不同。受冲刷而露出的堅硬

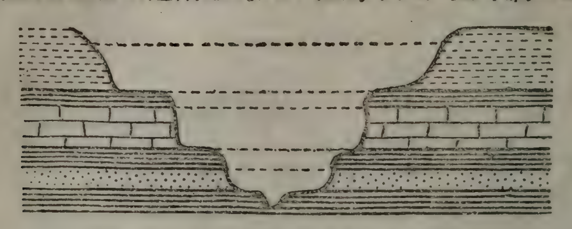


圖114. 剝蝕（或構造）階地略圖

岩石的層面或階地面有時廣闊達數千公尺。剝蝕階地的階梯經常是垂直的或很陡的。它們的高度決定於堅硬岩層的厚度。這種階地常有好幾層。

在地質實踐上常把構造階地與侵蝕階地混爲一談，但構造階地與侵蝕階地是根本不同的。區別在於：構造階地分佈在河谷底部上面的

圖115. 剝蝕階地及風蝕的砂岩斜坡

各個水平上。它們的位置是由當地堅硬岩層的露出地位決定的。除此而外，構造階地亦與次成河谷中的堅硬岩層相適應。構造階地常構成桌狀山區的梯狀斜坡。構造階地每見於有着水平層理岩層的平原地帶。例如，分佈在河谷和坳地的斜坡上部的南烏克蘭的構造階地是由蓬蒂期的，有時由薩爾馬特期的石灰岩岩層構成，這些石灰岩岩層由於剝蝕作用而在英古爾、英古爾茨、卡爾米烏斯等河岸上顯露出來。

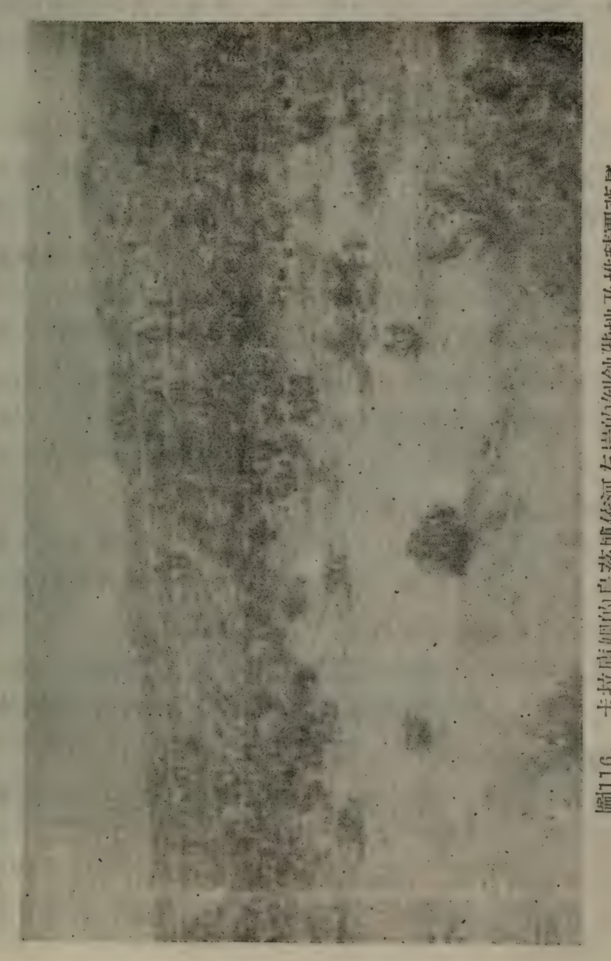


圖116. 卡拉庫姆的烏茲博依河左岸的剝蝕階地及堆積覆蓋層

寬廣的和形成得很好的構造階地在中亞細亞的沙漠中甚爲發育。在基茲爾庫姆的無數盆地的斜坡上構造階地特別明顯，這些階地曾被某些研究者描述過，它們似乎是湖成的，它們與前者的區別在於其位置及在懸崖斜坡上分佈的情況有所不同（圖115、116）。

屬於冲刷堆積地形的是分佈很廣的坡積層，它是由山坡上部搬運到山脚的微小物質構成的。破碎的物質漸漸堆積，覆蓋着高地的基部，使其外形變得緩和，並使坡度平滑。經過相當時間坡積層就漸漸地掩蓋斜坡高的部分。在長期發展過程中，最高部的地形都可爲覆蓋層所被覆。這種情況可以在古老的次生平原範圍內看到。

在山地，除水流外，在形成坡積層時，由於引力（泥流）影響而產生的風化產物運動起着很大的作用。由於山地的外貌峻峭和坡度極陡之故，坡積層常在個別地段發育，並主要是在陡度接近於自然傾斜角的斜坡上發育。在坡度較陡的山麓，坡積物都積成岩堆或岩錐。

岩堆產生在由易受風化的泥岩和砂岩所構成的陡坡的山麓。在乾燥氣候的條件下，基岩斜坡和岩堆的界限由於劇烈的風化作用表露得很顯著，因而形成風蝕壁龕。岩堆的斜坡常常是很陡的（圖117）。岩堆的外形變化無常。在碎石堆積的地方，岩堆呈平錐狀，它的底沿着斜坡向上。錐的頂上覆蓋有極大的碎片。錐的底部是由分佈在斜坡上殘積的碎屑物質逐漸聚集而構成的。

岩錐（圖118）只有在山地才廣泛地發育。大量聚集在斜坡上部的風化產物由於引力的影響，向低處滾動。有些地方可以看到不斷往下滾動的岩石碎片成爲一條石流。它們滾動所經的路線形成了沒有任何植物的地溝，成陡峭的小徑顯現在山坡上。岩錐有時極大（高達500公尺）。它們是由粗細分選的物質所構成，較大的岩屑分佈在錐的基部，而比較小的組成它的頂部。這是因爲較大的岩屑滾下的速度要快，所以沿山坡就滾得下面一些，而較小的阻留在上部。岩錐在大高加索山脈範圍內分佈得非常廣泛，例如，在捷列克河左岸的納爾贊河源區，卡茲別克山上部，沿薩多那、柴依多那河谷等地。特別大的岩錐發育在中亞細亞的山脈中。尤其在帕米爾，達爾瓦查等山脈的岩錐

的體積更大。



圖117. 楠加帕爾巴特山南麓之岩堆和冲積錐（喜馬拉雅山脈）

暫時水流形成的地形 地面的那些起伏地形皆屬於水成地形之列，它們是受了暫時流動的水流的影響而產生的。在下雨時或覆蓋的



圖118. 卡拉庫姆的烏玆博依河旁之岩溝

雪融化時，暫時水流就起着特別大的作用。在成因上，水流形成的地形是與上述平面冲刷地形類型有關，並也與冲積地形有關，它猶如是把以上兩種地形聯繫起來的一個環節。這些地形的地貌特徵是由在各種水流地段暫時水流易變作用的特徵而決定的。

在下雨或融雪時，進行平面冲刷的細流在地面較陡的斜坡上匯成

較大的澗水，最後，合成巨大的急流，以巨大的力量沿山坡往下流，冲毀自己前進道路上的一切障礙物。到達山麓後，急流分成無數以扇形狀向各處流散的支流，水流的力量因而劇烈變緩，水的毀壞作用逐漸停止，而順山坡上部携帶來的岩石碎屑就在山麓沉積。隨着離山麓的距離加大，這種沉積作用逐漸增强，同時急流的個別細流亦在自己的冲積層中消失。在雨停後或雪融後，這種急流的作用就立刻停止。

暫時水流在形態上可分爲三部分（圖119）。第一部分或水流源地佔面積很大，在這地區範圍內很多單獨的水流匯合成爲澗水與急流。從匯成急流的地方開始爲第二部分，即是中部。暫時水流的水流源地就好像漏斗似的，它的狹窄的一頭朝向山坡的下方。

在水流源地範圍內，水流和澗水進行着顯著的工作，它們洗刷着大批岩石，爲自己冲刷出狀若大溝的河床，河床往往不很深，只有數十公分。



圖119. 暫時水流之各部分

1—集水漏斗（源地）；2—水流通路；3—冲積錐；4—被水流所割切的斜坡

在它流程的中部，急流有力地冲刷着自己的河床。在陡坡變爲平坦山麓的地形表面的轉折處即爲急流的侵蝕基準面，基準面以下，急流注入支流，亦就不進行顯著的冲刷。急流的這一部分稱爲水流通路。在水流通路內的深處侵蝕有規律地發展着（圖120）。

（1）冲刷從下向上逆水進行。這叫做向源侵蝕；它從侵蝕基準面向上，即從山麓沿山坡向上；（2）加深冲刷一直進行到水流曲線不再發展爲止。水流曲線的形成對每一個山坡來說是各不相同的，它是在當水之加速度能力完全被在河床面上的摩擦所消耗的時候產生。隨着水流曲線的形成，急流的侵蝕作用漸漸開始停頓。同時改變着由急流所造成的地形的特徵。

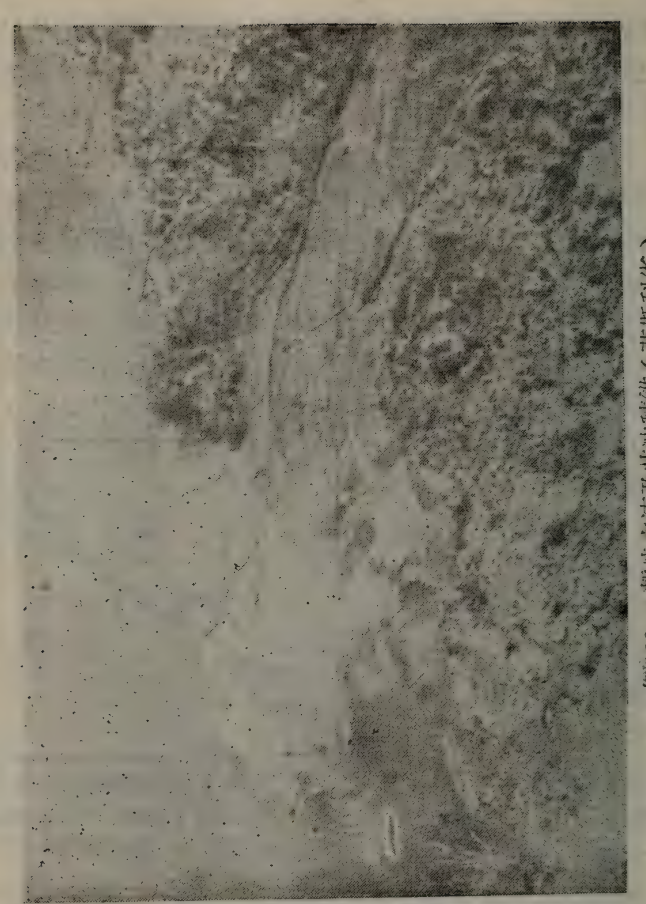


圖120. 暫時水流及其冲積錐（莫斯科省）

位於侵蝕基準面範圍內的這部分水流沒有流動的活力，因而也不進行任何破壞作用。這裏，水流沉積下所有的從水源和水流通路上帶來的礦物。急流的下面擴張部分就是**冲積錐**（圖121）。

由暫時水流所形成的地形分佈得十分廣泛。尤其常見於半乾旱氣候帶的割切的草原平原內和山麓地區內。根據產生的方式，它們可分成兩類——雕刻地形和堆積地形。雕刻地形包括冲溝、坳地以及各種類型的**冲溝地形**和**坳地地形**。堆積地形更爲繁多，這就是冲積錐、洪積扇和

山前平原。這兩種類型的地形結合起來就成爲一種獨特的侵蝕景觀。



圖121．冲溝的冲積錐（伏爾加河右岸）（維諾格拉多夫攝）

冲溝　這是由暫時水流在平原地帶或在高地的斜坡上所形成的低溝或谷地（圖122）。冲溝常在分水嶺旁的平原上開始生成，但也有在幹谷的陡峻斜坡上開始生成。由於向源侵蝕冲溝積極地順長向發展。發展的速度常變化不定，有時候冲溝每年延長60到80公尺，而一般

發展速度每年不超過數公尺。冲溝愈長，兩旁的支流愈多，而支流再分成許多小支流，結果產生複雜的冲溝系統，劇烈地割切着平原。

冲溝的縱剖面是特殊的。河谷底一般就是它的侵蝕基準面，而冲溝即發育於河谷坡上。冲溝常常加深至潛水面。冲溝底部的位置每爲潛水面所決定。達到潛水面的冲溝就變成了河流。從冲溝口向上，冲

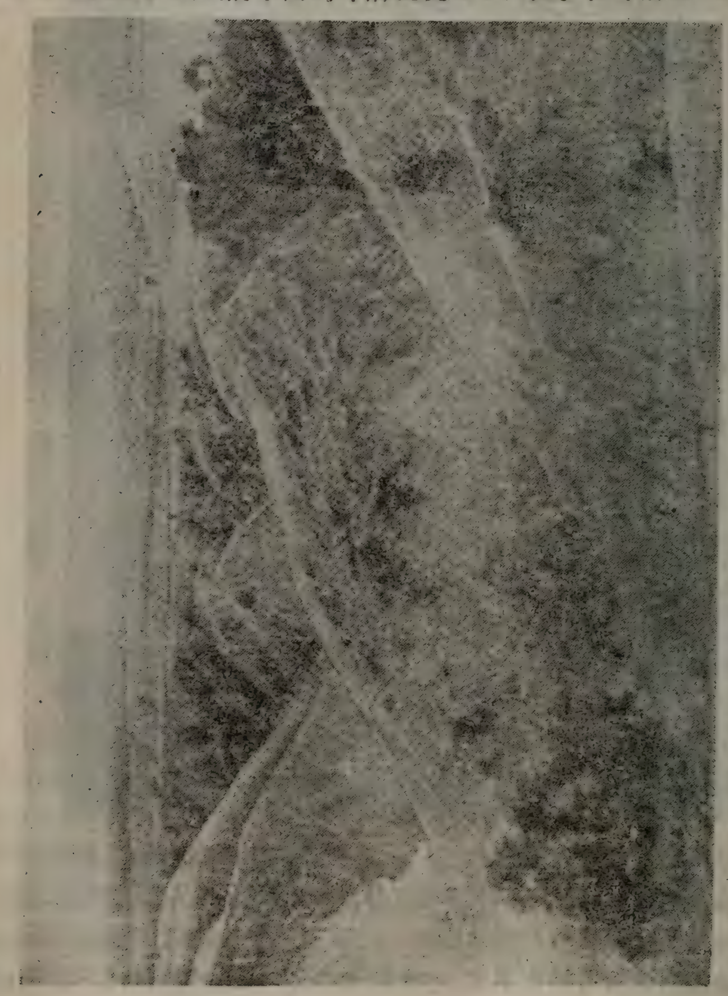


圖122. 正在發育的冲溝系流（伏爾加河沿岸）（維許格拉多夫攝）

溝的底漸漸上升，四邊陡壁的懸崖構成冲溝的頭。這裏暫時水流成瀑布落下。暫時水流的破壞作用都集中在水落到的地方。急流冲刷着凹地的基部，從這裡水再往下冲。凹地就一塊一塊地崩落，冲刷產物漸漸被水帶向冲溝口。冲溝頭向上移向分水嶺，而冲溝就順長向發展。在有利的條件下就有非常大的冲溝出現。冲溝的長度可達數十公里，深達數公尺或數十公尺，有時也有達數百公尺的。

冲溝系統構成非常複雜的冲溝地形，它們具有在低平原、高地、台地範圍內以及山坡上的一定地貌特性。與此相應而產生的地形有：冲溝地形、零亂丘陵地形（адырный рельеф）和山區雕刻地形。

冲溝地形的特點，就是分佈着大量的冲溝，這些冲溝聯成複雜的冲溝系統。受冲溝刻切的地區分割成許多不大的分水嶺地段，這些分水地段猶似島嶼一般，這是因爲鄰近系統的冲溝在刻切分水嶺時以其頂端匯合而成。冲溝漸漸擴大面積後，就使大量可耕田地成爲無用。在氣候乾燥的時候冲溝地形是很容易普遍發生的。但祇要遇到一次小雨，搬運大塊泥土的渾濁水流就會發出很響的聲音沿冲溝的底部流動。被水洗刷的陡坡漸漸變得峭巉不可攀登。在冲溝口形成了冲積堆。分水嶺地段常呈殘山、土錐、土柱及其他形狀。冲溝地形在俄羅斯平原的林原和草原地帶是非常多的。特別明顯的例子，如像在烏克蘭的奧夫魯奇城和卡退夫地區、在庫爾斯克省和沃龍退什省、伏爾加河沿岸及其他地方的冲溝地形。

隨着冲溝發展形成了水流曲線，它的發展就變得緩慢起來，它的外形也隨着改變。山坡被堆積覆蓋物遮掩起來，漸漸變平，成爲雜草叢生的草土。如果冲溝的底起初和溝坡形成一個銳角，那以後，冲溝底就變成寬敞地形，漸漸向邊緣上升。這樣冲溝就轉變爲坳地。在平原地帶的冲溝地形漸漸變成坳地地形（圖123、124）。

坳地地形發育在地球上的草地平原。它有緩和波浪形的地面，這種地面是由於具有緩坡的主要分水嶺和低窪地的規律分佈而產生的。如果有鬆散岩層分佈，坳地景觀就有特殊的特徵。在這種情況下，自侵蝕分割的地方開始，在長期的剝蝕過程中，就產生坡度極緩的谷

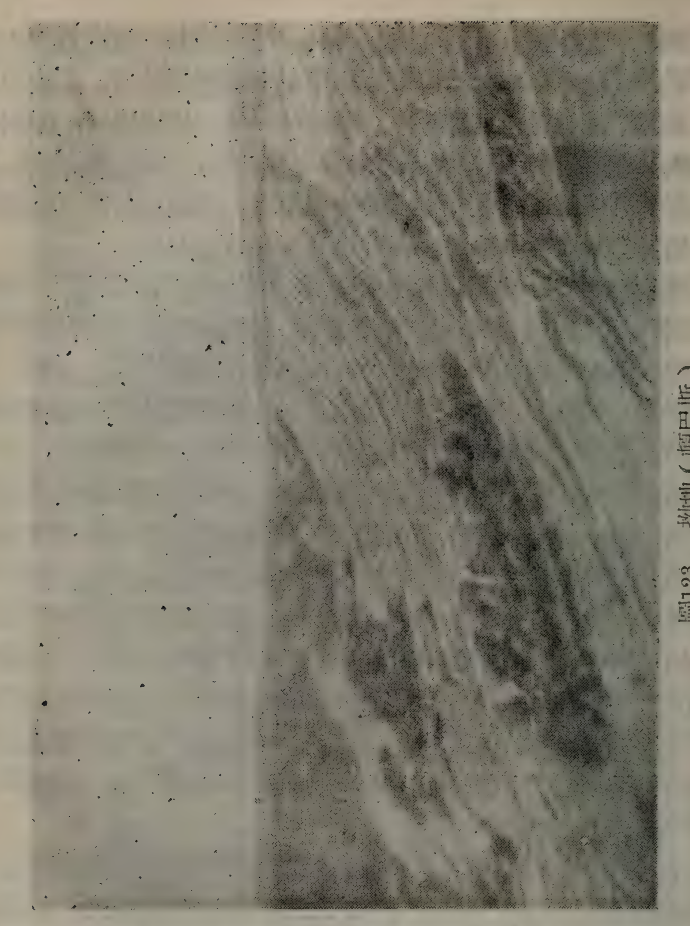


圖123. 坳地（頓巴斯）

地，聯成一個分支不規則的系統，就產生所謂樑地（сыртовый）或坳樑地形(балочно-сыртовый рельеф)。這種地形的特點，就是它有緩波浪形的面，這種面是由分佈不規則的壠及由强烈分割分水嶺的低丘組成的。在伏爾加河左岸的大樑地（Общий сырт）和薩馬爾河曲之間發育的樑地最爲典型。

大樑地的平緩丘陵高原是被有緩坡的寬廣平底谷地分開。分水嶺或河澗地方具有凹溝或本地名爲‘樑地”的形狀。樑地的斜坡爲平緩

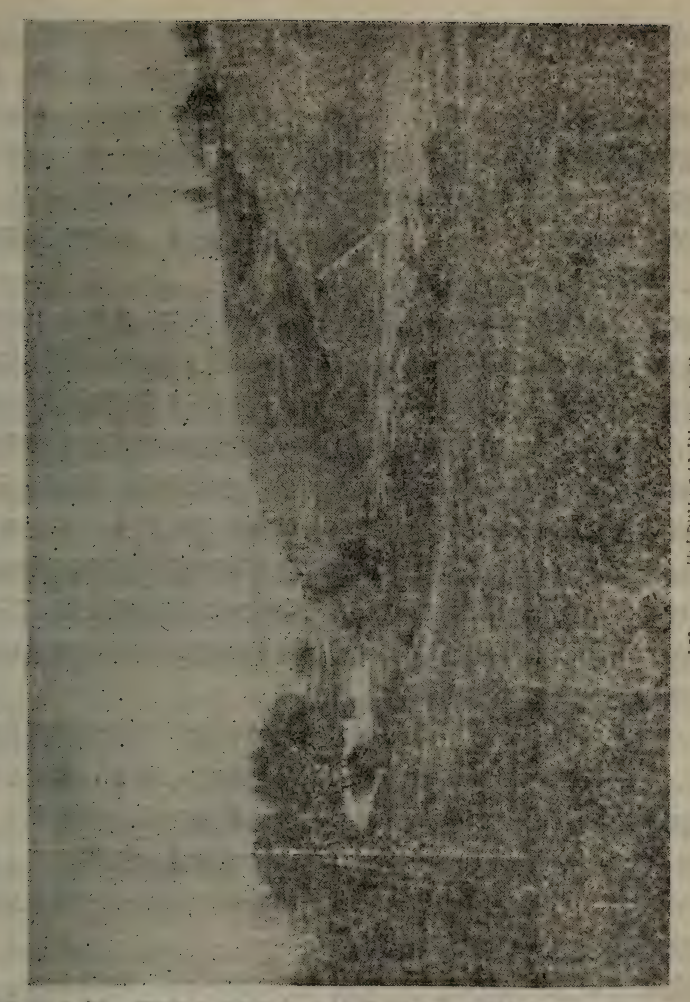


圖124. 北師附近的坳谷地形

的地溝所分割，驟雨和春雨的水流常順地溝而流動。

樑地地形(如同坳地地形一樣)是冲溝侵蝕地形發育的成年階段。它是在暫時水流割切地面的作用逐漸停頓的條件下形成的。

劣地地形❶是在乾燥氣候和侵蝕基準面位置很底的、由易被冲刷

---

❶從英文Bad Lands——劣地。

的水平成層的或緩傾斜的岩層所構成的高原或高地條件下發育。由於急流侵蝕作用的結果把地段割切成極深而分支繁多的冲溝系統。無數被分割的分水嶺形成狀似桌柱、方錐、錐等等的單獨殘山。分支很多的侵蝕系統構成整個的錯雜彎曲的谷地，使地區難於行走。如果谷地切穿組成不一的岩層，這種情況就更爲複雜。此時堅硬的岩石在分水嶺的殘餘上構成懸崖、階地、剝蝕階地或戴冠土錐。它們懸於深的峽谷之上，構成侵蝕地形的特殊的外貌。

這種地形最先在北美洲的西部乾燥地區被發現。沿落基山的東山坡，在內布拉斯加州和南達科塔州等地這種地形尤爲發育。這裏在由火山灰、砂岩、砂質黏土構成的舊第三紀的"白河"岩系發育的地區內發育着複雜的深峽谷系統。被割切的分水嶺四周的陡坡由於懸崖和構造階地而複雜起來。在有利條件下，極少的"劣地"地形亦能在堅硬岩石分佈的地區發育。在中國的河北省內發現有發育在片麻岩上的劣地地形。

劣地地形發育非常有利的條件爲有由洪積的鬆質厚層形成的山麓帶，這些疏鬆的洪積物質乃是從山上或鬆軟火山產物層上搬運下來的風化產物。由於山麓坡度很陡，因此急流在很短時間過程內就構成很密的冲溝網，强烈地割切着地帶。

這種情況最明顯的例子可在中亞細亞的費爾干河谷的零亂丘陵地帶看到。該地帶乃是堆成傾斜褶皺的第四紀黏土、壤土、砂岩、礫石的厚層所構成的低山麓梯階。這種岩石的地層被密集的冲溝網（本地名爲"塞"）所割切，這些冲溝的兩壁都成陡坡並具有極多分支。分水嶺常常被切割，形成各個單獨的具有顯明輪廓的高地——零亂丘陵。整個零亂丘陵地形行路多極困難。

這種劣地地形在南塔吉克斯坦的巴巴達格山脈、拜松山脈、庫吉坦格套等的斜坡上也有發育。這裏的第三紀各種各樣疏鬆的砂岩岩層遭受過强烈的分割。除了侵蝕地形所固有的一般特徵外，南塔吉克斯坦的劣地地形還具有以淡紅色調的獨特的景觀。在蘇聯的其他地區中，舒金（N.C.Щукин）發現的劣地地形是發育於沿契阡河谷的湖積層上及阿爾明尼亞老第三紀的火山灰沉積層上。

這種類型的複雜地形在阿比西尼亞及達拉昆斯堡山脈等地亦有發育。

冲積錐 暫時水流在自己的出口處沉積下它所帶來的物質。由這種物質而產生高起的平凸形的地形，被稱爲冲積錐。這種地形亦可能在從山上流到鄰近沙漠平原的經常水流的出口和河口處形成。在沙漠平原上水流的路程亦就終結。

冲積錐的成因並不複雜。急流達到了斜坡基部（侵蝕基準面）以後，就分成無數細流，分散地流在平原上。在這裏的水有些被蒸發掉，有些滲入鬆土冲積層。所有被水帶來的物質就沉積起來。最大的碎片和水運來的大部分物質堆積在急流分成許多單獨支流的侵蝕基準面的平原上。較小的屑粒經過一段距離後，由於支流成扇形流散而沉積下來。因此就產生了沉積物呈錐形的特殊分佈，錐底伸往坡麓方向。這種地形的表面平凸，邊緣漸趨低落。錐面被許多支流分割，而這些支流有時將錐面刻切達2—3公尺的深度。冲積錐是由粗經分選的物質形成的。在錐頂附近積有較大的石塊——角礫、礫石、頁岩塊等等。離冲積錐頂稍遠是不大的顆粒。最後在冲積錐的邊緣沉積下的是細土。這種錐的大小差異極大，由祇有幾公分，到全面積有數百平方公里的寬大的平凸平原。

不大的冲積錐在高地的基部聚合，構成洪積扇或河床階地，它們常常沿着有很高水位大河谷的斜坡基部發育。春天水位很高的時候，冲積錐就在河漫灘的水平上形成。當水位低的時候洪積物位於沿河岸或山坡旁，並高出水位很多。

沿坎追夫斯卡雅山山麓，在德聶伯河的右岸，在日古利山山麓，在伏爾加河的右岸上的洪積扇頗負盛名。在任何山區河谷中，都可看到大量洪積扇。

山前平原 在乾旱氣候的條件下，暫時水流在山前沉積大量的洪積物，這種洪積物就形成寬廣平坦的山前平原地形。

山區在長期不息上升的條件下，就在山區山麓形成了山前洪積平原。最初堆積起來的冲積錐是一種具有個體外形表現極顯著的單獨地

貌形成物。漸漸地發展，冲積錐就以自己的邊緣彼此滙合起來。個別冲積錐的個體外形逐漸緩和起來，由洪積物質及更常由黃土物質構成的平原就圍繞着山區的山麓。隨着山區的繼續上升，冲積錐就向山麓下方移動，因此平原的範圍亦即增大。如果山區上升的强度不平均，則在洪積平原上產生出不同高差很明顯的階梯地，使山前平原爲之降低。在不同的階梯上有各種不同時期的洪積覆蓋層(圖125)。最老的沉積物覆蓋在最高的階梯上。較低的是較新的沉積物雜層，其中也有新的冲積錐。這種規律產生在山麓的廣大地區。它十分有助於闡明覆蓋物的年代，其中主要是黃土的年代，因此黃土的地層層位是根據地貌而確定的。

在自然地理條件改變下，尤其是地區的上升，山前平原就受到劇烈的剝蝕作用的刻切。這時河谷的冲積層被刻得極深，以致常常露出基層沉積物。河谷可能有無數深切的階地，在階地中冲積層也是按地貌原則被割切的。

上述規律性可在中亞細亞的廣大範圍內看到。特別巨大的天山山脈山麓的洪積平原位於契爾契克河和恰爾達拉河之間的錫爾河右岸。平原是由逐漸向下固結成爲緻密岩層 шox 的黃土層構成。平原表面向西南西方向的傾斜度極微。循着地形表面的傾斜，契爾契克河谷、博茲蘇河谷、克列斯河谷和庫魯克列斯河谷平行橫貫平原。這些河谷具有複雜的構造，各有三個河漫灘上的階地，這些階地表明在南部的西南天山山脈山前平原所經的洪積發育階段，並表明洪積發育階段過後它爲侵蝕作用分割的情況及其經受的幾次侵蝕堆積時期。

河成地形 如果水流由暫時性的變爲經常性的，在這種情況下由水流形成的地形的外貌特徵和特性就具有新的性質。如所週知，祇要有地表水及泉水不斷供給的地方，這種水流轉換的情況都有可能。經常水流的地質作用和暫時水流的有所不同。經常水流的刷深作用是直接進行的。水冲刷岩石時，好像鋸齒似的漸漸刷深岩石。加深的速度決定於河流的傾斜程度。隨着水流曲線的形成，向深侵蝕變弱，和向旁侵蝕加强。向旁侵蝕的結果，水流大力擴大自己的河谷，形成地面上非常多樣的複雜地形。

除一定的侵蝕作用以外，經常水流還進行很大的沉積工作，聚積鬆軟的物質，由此而形成各種高地——正的堆積地形。河裏的堆積作用在

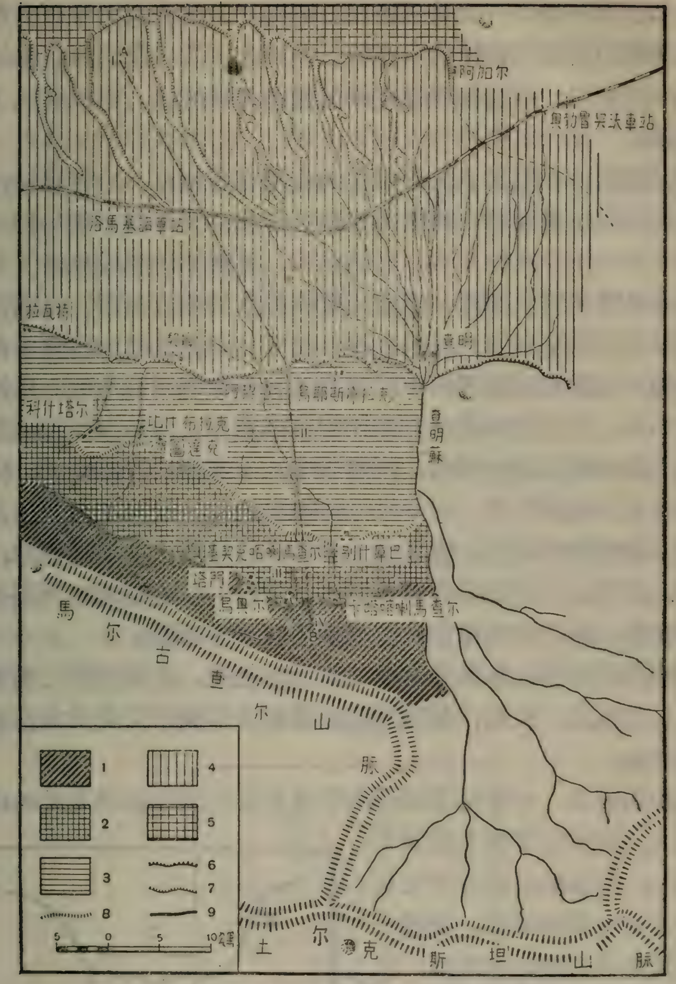


圖125.土爾克斯坦山脈西部北坡的階狀山前平原
1—割切的山坡; 2—4—不同年代的洪積平原; 5—"貧瘠的"草原(錫爾河的第四階地); 6—8 山前階地; 9—馬爾古查爾山脈的山麓; A—B—剖面; I, II, III, IV—沿剖面線的各站

水流流過的各處不斷地進行着。在河流上游及中游地段水流的堆積作用是在冲刷過程中進行的。這就是說，被河水沉積下來的物質，立刻

地被冲刷。這一過程可視爲"活動的堆積"，它的固定的堆積外形，在其形成過程中常爲侵蝕作用所破壞。在河流下游，在河口，水流的侵蝕搬運作用漸弱；這裏就產生泥沙屑粒的加强沉積，由此形成了固定堆積地形。

久而久之，在經常水流中發生的作用常常變化。有時侵蝕作用加强，有時侵蝕作用變弱。河流的作用可分爲：青年期、壯年期、老年期。這些期就組成侵蝕循環。循環結束，這時河流也就終止了自己的生存。如果侵蝕重新恢復，則河流就產生新的發育循環。循環恢復的一般原因是侵蝕基準面位置的改變。侵蝕基準面位置的改變是由於氣候的改變、地質構造的變化或受人力活動的影響而發生的。在侵蝕作用的青年期，河流對河床的刷深作用甚爲劇烈。這時向深侵蝕佔主要地位。隨着水流曲線的形成，河流就進入壯年期。在這時期，除了侵蝕作用還產生堆積作用，向旁侵蝕佔主要地位。最後，河流進入老年期，河流幾乎停止流動，逐漸消失於自己的冲積土中變爲沼地，並漸漸衰亡。自然，在河流發育的各個不同階段中所產生的地形都有自己獨具的特徵，這些特徵就決定了該類型地形的特點。

河流地貌活動的結果具有極其重大的意義。這種結果在潮濕氣候條件下更爲重要，因爲在潮濕氣候地帶的地形幾乎完全是由河流的作用而構成的。

河谷與河系　一般稱爲河谷的即具有長度遠遠超過寬度的線狀延伸的凹地。河谷的形態是複雜的（圖126）。它包括有河谷的坡和底。坡常有不同的陡度。坡的上部和下部都具有曲折地形面。上部曲折處是坡緣，下部曲折處是坡麓。在地貌描述中爲了便利起見，還分出坡的上部、中部和下部。河谷的底常呈夷平形。底的寬度就是河谷相對坡麓間的距離。

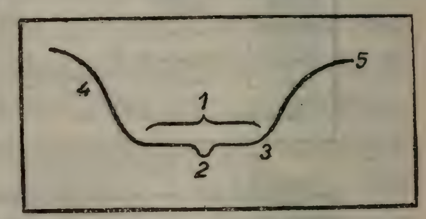


圖126.　河谷形態

1—谷底；2—河床；3—坡麓；4—谷坡；5—谷緣

河谷的底也構成得相當複雜。這裏最低的部分就是河床，水流就在它上面流過。河谷在河水氾濫時被浸沒的部分稱爲河漫灘。河漫灘具有複雜的地形，它的特性在後面將加以論述。

河谷的大小差別極大。一般河谷的大小與形成河谷的水流大小成正比例。常常也有水流與容納水流的河谷大小之間不相適應的現象，這是因爲河流生活的改變所致。不大的河谷常只有幾公尺。大的河谷有數十公里寬和數千公里長。

許多河谷匯合起來就形成河系。最深的河谷，就是谷底位於最低水平面上的河谷稱爲幹谷。河谷系統分佈的地區，也就是供給河流的水所流來的地區，稱爲流域。我們稱河系的主要河流爲該流域。各個河谷之間和各個河谷系統之間是以分水嶺爲界的。

河谷常常聯合成複雜的系統，河谷系統可分成三種類型：樹枝狀類型、羽毛狀類型及放射狀類型。

在樹枝狀系統中支流以各種角度流入幹谷，大部成銳角流入幹谷。因此，河系就儼如一棵樹枝叢生的樹(圖127)一樣。這類河谷系統極爲常見，爲數極多的平原河流即屬於這種類型。德聶伯河系、伏爾加河系、鄂畢河系、葉尼塞河系、黑龍江河系、亞馬孫河系、密士失必河系等可作爲樹枝狀河系的具體例子。

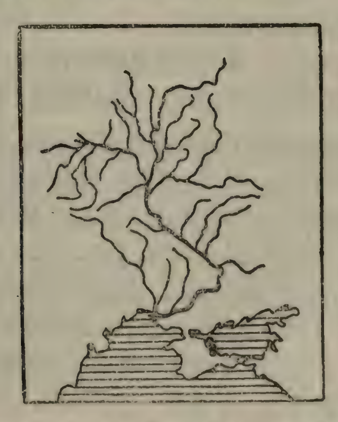


圖127. 德聶伯河流域的樹枝狀河網

羽毛狀河谷系統　只在山區分佈很廣。這裡幹谷一般總在山間低地。它的支流分佈在山坡上，並以直角流入幹谷（圖 128）。該類河系加深時，就使山脈遭受橫斷割切作用。



圖128. 羽毛狀河網，塞拉夫桑河之河糸

塞拉夫桑河系可作爲羽毛狀河谷系統的明顯例子，那裡幹谷在山間低地以東西方向伸延。平行於河谷，從北有土爾克斯坦山脈，從南有塞拉夫桑山脈。無數小支流從這兩山脈的斜坡流入塞拉夫桑河。在高加索、烏拉爾及其他山區羽毛狀河谷系統的例子亦相當多。

放射狀河系相當少見，一般在這種情況下才發育：即分水嶺具有較高的中心地段，從這地段向四面伸展出逐漸降低的低地。順着這種低地河流從中心地段向四面流下（圖129）。在較高山區中的河谷才有放射狀的分佈。從帕米爾高原、汗騰格里山（Хан-Тенгрь）、中阿爾卑斯山等地流下的河流可作爲例子。

河網的密度　河谷和河流分佈的密度是變化不定的。地區被河谷割切的程度是由當地地貌形態的基本特徵決定的。水網的密度，在選擇農業類型、決定工程技術建築和設施的特點時都有着非常重大的意義。地區割切的程度是由許多因素決定的。其中主要的爲：氣候、地形、岩石的成分、植物等等。

在其餘條件相同的情況下，降水量、降水的情況及其週期性具有決定意義。水網的密度在降水較多的地方總是很大的。因此在乾旱氣候的地區就會碰到在數十公里內完全沒有河谷的寬廣的地區。位於中亞細亞的阿姆河與喀什葛達里亞河（Кашка-Дарья）河谷中間的荒闊的卡爾申草原可以作爲此類地形的例子。割切得不厲害的、寬廣的基茲爾庫姆與卡拉庫姆地區也是這樣。在烏克蘭的彼烈科普草原很少見到河谷。而從另一方面來說，在乾旱氣候地帶，複雜河谷地形地段的存在可以看作另外一種自然地理條件的痕跡，並可作爲過去地質

年代中曾有過相當潮濕氣候的直接證明。在所有情況下，潮濕氣候地區的河網總是比較密的。

地形對水網的密度也有很大的影響。河谷網的密度在山嶽地區總是比較大。這種規律性在任何山區和毗連山區的平原都可以看到。如果我們從毗連山區的山前平原方面來觀察高加索山脈的、天山山脈的或其他任何山區的斜坡，則可以很明顯地看到：山坡被割切成無數的河谷，這些河谷並排地分佈着，並且被分水嶺的狹窄山脊所隔開（圖 130）。沿坡往下，河谷數目減少而河谷變大。最後，在山麓流出的僅是大河，河谷之間相隔的距離甚大。上述的現象可以十分簡單地說明。它和暫時水流流域的狀態完全相似，祇是這裏的規模更大些而已。山區中有河流的盆地分佈着。自斜坡往下開始形成河流的通道——幹谷，同時河谷的數量自此逐漸減少。

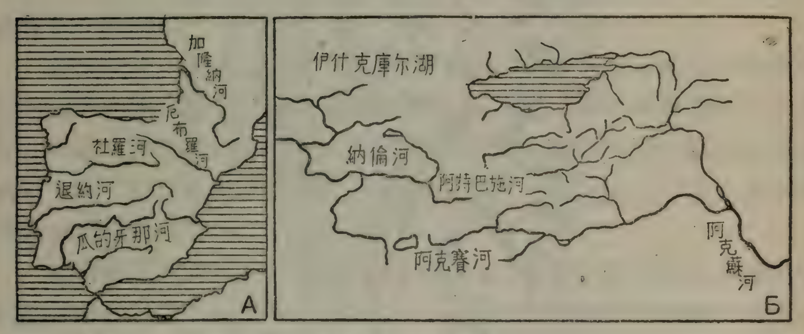


圖129.放射狀河網

A--庇里牛斯半島；　Б—天山山脈

對河網分佈密度有着顯著影響的其他因素中還有露出地表的岩石特性和植物覆蓋層。當具有不透水岩層時，河網就能發育得較密。茂密的植物覆蓋層是不利於河谷的大量產生的。因此，在茂密的林區或遍生植物的地方，由於植物強有力地阻礙着水流，河谷就分佈得很少。所以在研究水網特點時，在各個個別情況下，都必須查明在當地具體條件下決定河谷系統形成特點的原因。在許多情況下確定水網的密度是具有巨大的實際意義的。為了計算河谷的分佈會有許多方法。其中最簡便並能得出相當準確結果的有以下兩種方法：

涅依曼法 以全部水流的長度與水流分佈地區面積之比為河網密度的指標。換句話說，就是確定在1平方公里面積上水流的長度。這種計算結果的精

確程度決定於地圖比例尺的大小，在使用相當大的比例尺的地圖計算時就會反映出眞正的景觀。這句話對於計算水網密度的其他方法也同樣適用。

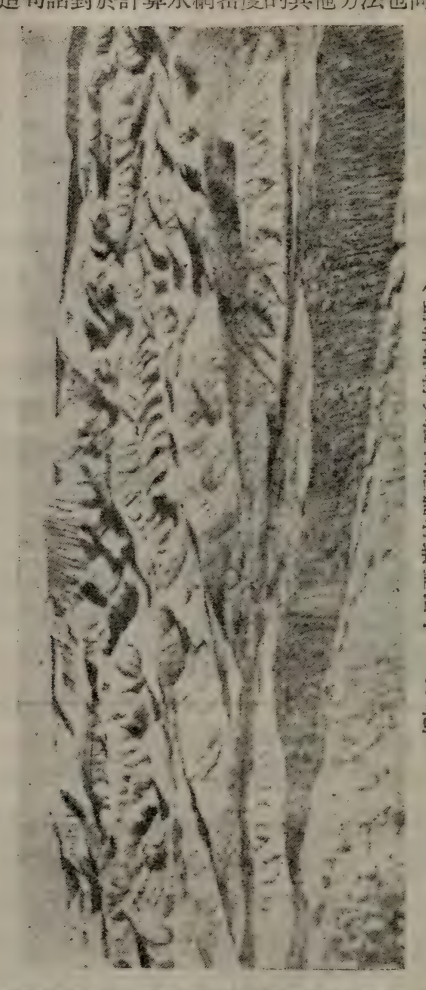


圖130. 小巴爾漢的雕刻地形（納炎北攝）

彭克法 以河口間的平均距離爲測定河網密度的標準。河口間的距離較短就是河網較密的特徵。計算的手續十分簡單。只要測量相鄰河口間河谷地段的長度，並以測量所得數字去除其總長就可以得出。這可以用簡單的公式來表示：$h = \frac{l}{k}$。在這裏 h 表示水網的密度，l——總長，k——相鄰兩河口間

河谷地段測量後得出的數字。

河谷的形態　侵蝕地形是十分多種多樣的。河谷的地貌特點是由無數的、各種不同的原因所決定的。其中主要的是河谷的發展程度或成熟程度。根據發展程度河谷可以分成三類：未發展河谷、河漫灘河谷及成形河谷。

未發展的或∨字形的河谷非常深。河谷的坡是垂直的或極陡的。河谷的底還沒有發展，因爲谷底是由於谷坡在極銳的角度下被切斷而形成的。∨字形河谷有時具有極大的深度，其縱剖面的特點就是具有寬度不等的階地階梯。在這些階梯分佈的地方河流常成瀑布、急湍或急流瀉下，造成了許多縱剖面上的凹凸面。隨着侵蝕曲線的形成，這些外形就逐漸消失了。在形態上各不相同的∨字形河谷中比較重要的是隘谷、嶂谷和峽谷。

隘谷是嵌入堅硬岩石中的∨字形深谷。它有垂直的或陡而向下深切的崖壁，因此隘谷下部寬度幾乎和上部一樣。隘谷兩面的坡十分靠近，並常常懸垂着。如果在隘谷中流過河流，則它的底部就完全被水佔領（圖 131）。隘谷的存在期並不很長。它在水流下方或上方很快地就會轉變爲較寬的河谷——嶂谷。

隘谷常見於山區，它們多位於堅硬的岩層中。常常是在水流刻切石灰岩層和頁岩岩層的地方。時常可以看到，河谷的形態隨着岩石成分的改變而變化。在平原地區，隘谷很像嵌入在黃土層中的深的冲溝。如果隘谷兩旁的坡分得很開，而在坡脚具有决定谷底成形的陡壁的緩坡，河谷就變得較易通行，叫做嶂谷。

著名的高加索的達爾雅爾嶂谷就是這種嶂谷，它是一個深達數百公尺的狹谷。它的懸崖擠壓着捷列克河，當發大水時，水流滚動着巨大的礫石發出隆隆的響聲。河水從花崗岩壁中流出，冲向黑色頁岩的河岸，給它自己作出一條有寬底的河谷。沿着谷底河以蜿曲的河床流在寬闊礫岩地面上。像這種爲人熟知的嶂谷在高加索有阿拉甚爾嶂谷、喀拉克利斯嶂谷、頁岩嶂谷（сланцевое）以及其他嶂谷。在其他山區中，極有意義的嶂谷有南烏茲別克斯坦的拜松套山脈的“鐵門”，



圖131. 隘谷

這個嶂谷曾被穆什克托夫（И.В.Мушкетов）描述過。

嶂谷在自己的歷史發展過程中，常轉變爲更複雜的發展河谷形態。處在劇烈的向深侵蝕下的、更爲發展了的河谷地段相結合的情況，在任何山區河流都可看到。在這種情況下可以察覺出河谷外形是完全決定於構成谷坡的岩石的產狀與成分的。在岩石較軟、易受冲刷的地方，河流在各個片斷時期內能切鑿成較複雜的河谷。

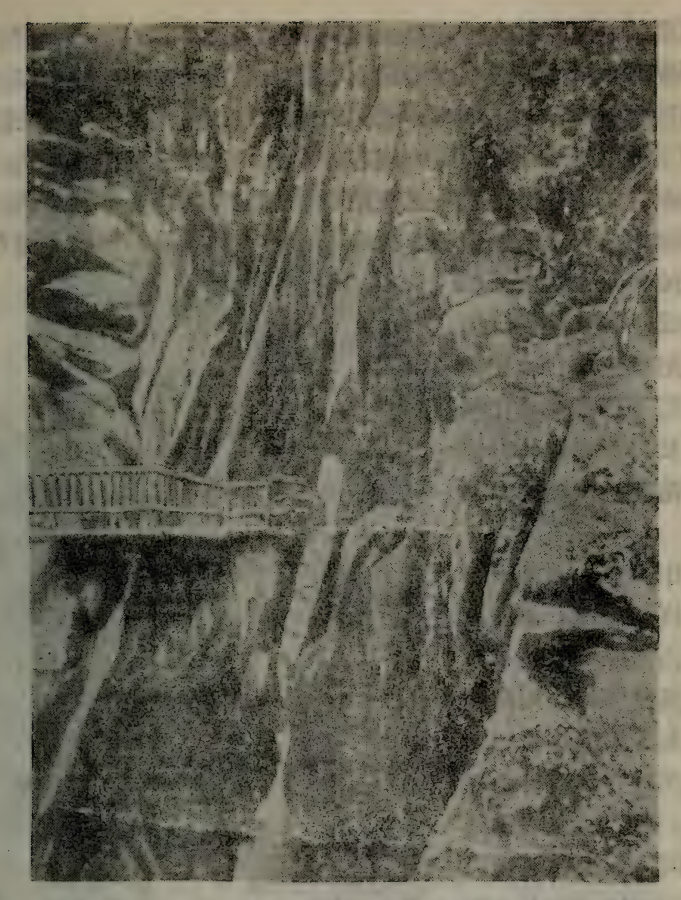


圖132. 瑞士的一個嶂谷。年輕的科爾廸加爾日河谷的峭壁

被稱為峽谷的嵌入基岩很深的河谷乃是未成形河谷發展階段中的次一個階段。它的兩壁都是垂直的峭壁。峽谷的底或多或少地明顯地露出來，但大多數是被水淹覆着的。許多地貌學家都認為最典型的峽谷是發展在由水平透水層構成的高原中的，尤其是在乾旱地區（圖133）。峽谷也能發生於靠近嶂谷地段的塊狀結晶岩石組成的山地中。這是一種在地台平原條件下非常普遍的河谷類型。峽谷是古老地

盾的重要的地形特點之一。

科羅拉多河流域具有規模最大、數量最多的峽谷，其中有一些峽谷深達1000公尺以上，以"大峽谷"之名著稱於世。在北美的蛇河（斯內克河）流域也分佈着同樣的峽谷。非洲許多大峽谷亦很有名。在阿比西尼亞高原撒哈拉中部及達拉昆斯堡山脈等地峽谷分佈尤廣。

蘇聯境內的中部西伯利亞台地也有很多大峽谷。葉尼塞河右岸的許多支流在通古斯卡系地層中冲成了許多峽谷。流在亞美尼亞火山台地中的河流掘鑿了許多峽谷在科拉半島及烏克蘭結晶岩地帶中分佈着一些較小的峽谷。

在中國東部的黃土平原，印度、巴西、哥倫比亞的火山高原亦有峽谷。

河漫灘河谷。河漫灘河谷與未成形河谷不同之點在於其具有發育得很好的谷底。在底的最低處是河床，河床上流着河水。在高水位時谷底被水淹沒的部分稱爲河漫灘。它的特點爲具有複雜的微細地形。

由於河流的向旁侵蝕，河床由河谷一岸轉向另一岸，形成平緩彎轉的曲線或河曲。水流緩慢的

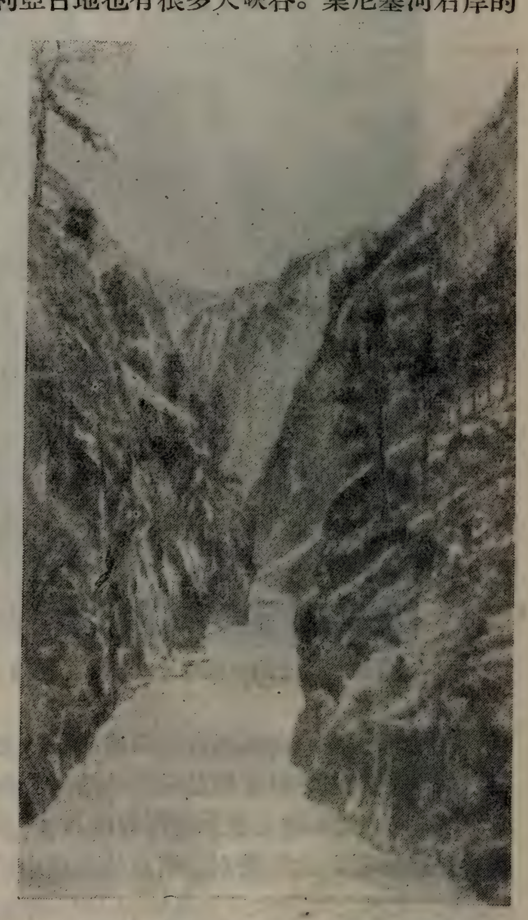


圖133. 阿拉克南達河的峽谷。西藏

平原河流的河曲特別複雜。河曲雖然經常保持着一般的輪廓，但是它們是非常易變的。不再沿直線運動的河流劃出一條平緩的弧形河身，久而久之，弧形順着河流向下游伸展。隨着弧形的伸長和凸形的加大，它的展寬部分的岸壁漸漸靠近。隔離河曲河床的橫樑漸漸縮小，以後就被冲刷掉。在急驟彎轉的地方河流把自己的河床取直了。隨着河床

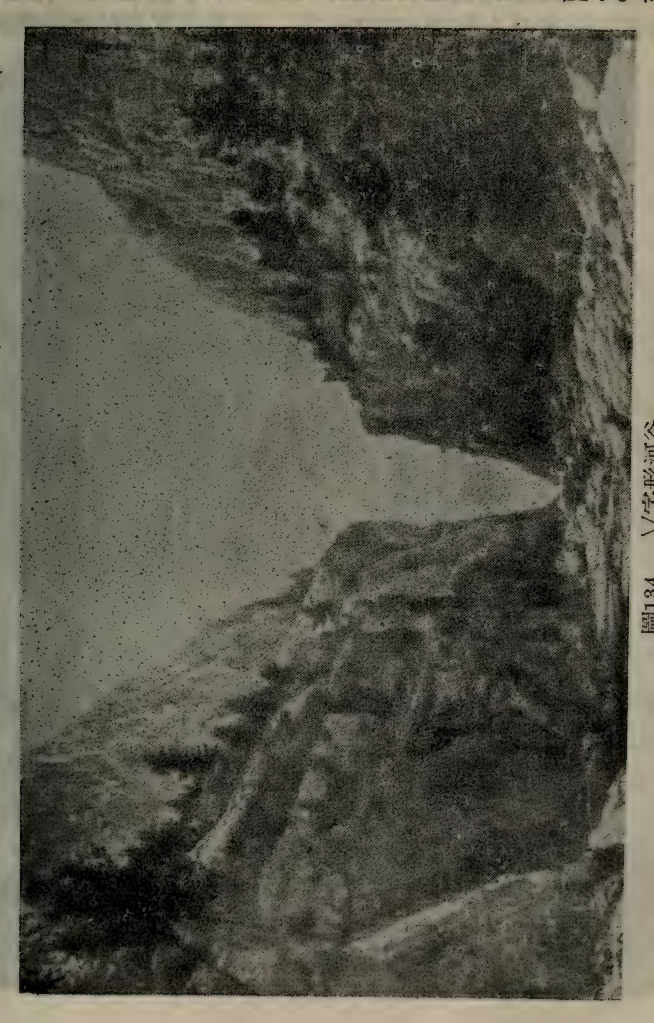


圖134. V字形河谷

的變直，這時河流在另一地方又開始形成新的河曲。

被河流遺棄的老河床漸漸衰亡。起初這裏分佈着河漫灘湖。逐漸被填塞後，湖就變爲沼澤。最後，沼澤乾涸了。在原來河床的地方產生出不大的窪地。處在不同的衰亡階段的老河床在形成河漫灘地形中起着很大的作用。河曲的類型可能有兩種：河漫灘型和河谷型。第一種有時亦名爲迂迴型（блуждающие）。在具有寬廣的河漫灘的大多

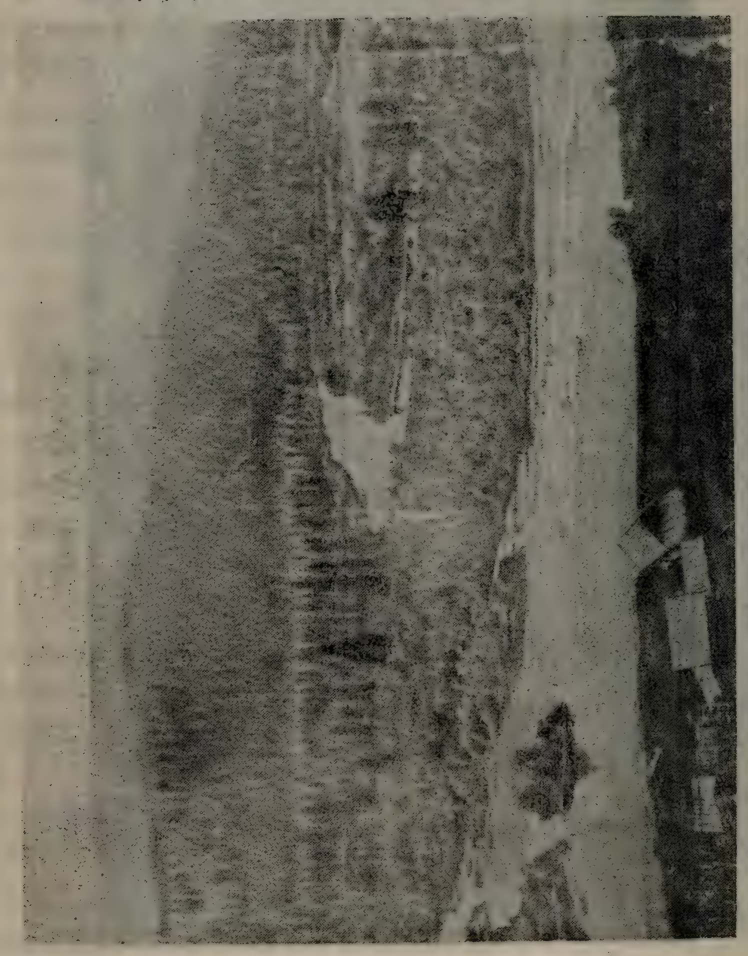


圖135. 錫斯捷克梅河的河曲（葉尼塞河支流）

敷河中，都可看到這一類的河曲。這種位於河漫灘界內的河曲與河谷的原生岸沒有任何關係。這種河曲可在任何河流中看到，尤其是在平原的河流中。在德聶伯河、伏爾加河、錫爾河、阿姆河、鄂畢河、葉尼塞河等亦可看到它們。在相當詳細的地形圖上可以區別出任何河流中的河漫灘河曲（圖135）。



圖136. 新西蘭的科布良爾松河谷中的河曲

如果河谷中僅有河漫灘河曲，這證明河谷是逐次而平穩發展的：開始被加深，以後被向旁侵蝕加寬。

河谷河曲比較少見。它和河漫灘河曲的不同之處就是河谷河曲既有河床彎曲，又有河谷彎曲。或者說得更正確些，河谷在其所嵌入的平原地區內自己也形成河曲。河谷河曲的彎曲常能構成階地。在具有河谷河曲的河也可能有河漫灘河曲。在這種情況下，河漫灘河曲和河谷河曲彎曲處常位於同一平面上，但有時河漫灘河曲的彎曲與河谷河曲的彎曲不相一致。

河谷河曲發展在加深得特別快的河中。它們的形成過程可在灌漑水導入河谷的灌漑渠系地方看到。這種過程在古老的塔什干博玆蘇運河（博玆蘇按土語是灌漑渠之意）中表現得最明顯。這條大灌漑渠大約是在1200年前挖掘的，渠水在被利用之後即灌注到一條古老的河谷，此河谷之底比錫爾河的水面還高，成了該古老的後來乾涸了的河谷的侵蝕基準面。這個現象斷定了灌漑渠水的劇烈的向深侵蝕，它把自己嶂谷的河床切深了大約12公尺。這河床有着外表明顯的河谷河曲。在博玆蘇運河的河曲的彎曲上分佈着很顯著的三個階地階梯，這些階梯是在灌漑水的加深作用中產生的。上述現象同樣證明：在有利條件下，侵蝕作用可以進行得非常快。在南烏克蘭的英古爾茨河、英古爾河、齊利古爾河、別列贊河以及莫洛契納亞河和卡爾米烏斯河的河谷河曲是很好的代表。

在河谷的上游，尤其是在山前平原地帶，河漫灘形成得十分快，而河漫灘的特性爲它富於變化。如果構成河流上流的岩石成分很有利，則在其河漫灘界內可以看到廣寬的礫石原。順流向下，粗粒物質漸被細粒物質所替代。這在形成河漫灘的過程中具有很大的意義。這裏河流常常分成很多支流， 在支流間分佈着巨大的乾丘。 乾丘的面位於整個河漫灘的水平面上。河床在這種地方爲强烈向旁侵蝕集中於此的河曲凸出 地方的陡峭懸崖 所界限。 在河曲 的內部分佈着淺灘和砂嘴——各種不同形態的冲積物。淺灘地形常具有微波狀堆積的河流冲積層面。 它們呈波浪形， 朝向上游的坡面是平緩的， 相對的一面是陡

的。在水退的時候，淺灘上的水漸漸降低，或常常成階梯狀下降，形成一系列的不大的階地，位於各個不同的水平面上，反映出河流裏的水位降低的次序。這種階地可能有好幾個。階地階梯的高度為0.2至0.8公尺，總不會超過1公尺。階地階梯的特點為其外形與其在河谷裏的位置易於變化。階地階梯通常只存在於一次泛濫到第二次泛濫的期間中，第二次泛濫過後就有新的來代替它們。如果河水因氣候乾燥加劇或因農業上的需要大量地被利用而逐漸減少，就會有經常不變的階地階梯。

沿河谷往下，在水流緩慢的地方，河漫灘的發展過程逐漸改變。這時河漫灘成為一塊平地，具有許多處在不同衰亡階段上的老河床（牛軛河）。在低水位時，河漫灘的面可有3—5公尺的高差。它與河床常被垂直的階地階梯所截斷。如果河流有規律的漲水，則在河漫灘上物質的堆積及其地形的改變是這樣進行的：水面不斷升高，河水溢出兩岸。當河水流過河漫灘時就發生了水流速度的差別；河床中流速大，而在河漫灘上水流緩慢。因此直接靠近河床的地帶產生了强有力的冲積聚積。河谷底部之橫剖面具有特殊的形態。河床的河漫灘部分因强烈的冲積聚積而上升。在它的中部冲積的聚集較弱。這就決定平原地面微向河床上升，和微向原生岸的坡底低降。在坡底地帶，冲積聚積進行得很慢。因為這個原故，河漫灘下面近谷坡部分大多變為沼澤。根據上面的材料，在河漫灘範圍內，有時可以分為近河床部分、中間部分和近谷坡部分。靠近河床的河漫灘時，常因風帶來的風沙堆積而超越於谷底面的其他部分之上。風成地形——沙丘——在許多河谷的河漫灘地形中起着極重大的作用。沙丘的意義和類型將敍述於下。

下游的河流流得很慢。這裏它們把所有的浮載物沉下。在泛濫時河流水面漸漸升高，但一般不會超過很多。因此，在河流下游的河床中聚積了大量的冲積物，構成沿河床伸延的沿岸沙堤，天然堤可能很高，超過接鄰的河漫灘面數公尺。因此，許多河流在下游皆有比周圍平原地面高出很多的河床。這種有高水位的洪水的河流其下游常有汜濫之虞。

密士失必河有着特别大的近河床天然堤。它從俄亥俄河口到莫魯河（共長1600公里）在爲天然堤所圍繞的河床中伸延。在天然堤上有許多巨大的居民點，其中有新奥爾良城。法國大西洋沿岸的河流，中國東部等地的河流具有寬闊的天然堤。在蘇聯的捷列克河、庫拉河、庫班河、阿拉克斯河、錫爾河等都有發育得很好的沿岸天然堤。

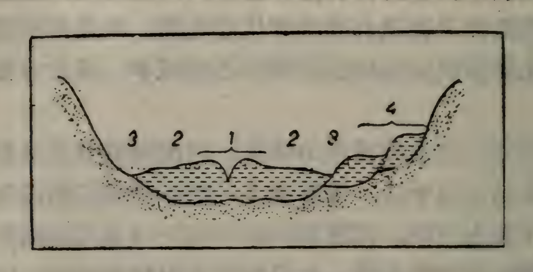


圖137. 河漫灘的結構

1—近河床漫灘；2—中間河漫灘；3—近谷坡河漫灘；4—階地

在河床旁伴生着天然堤的大河支流中，天然堤使得水流產生十分有趣的現象。支流有時不能克服主流的天然堤。有些支流在這種情況下分流入無數的河床，變成沼澤，並且在自己的冲積土中消失。多瑙河左岸的無數支流可以作爲一個例子，它們在河漫灘平地上消失掉，流不到主流的河床。另外也有一些側面支流不得不以很大的距離平行於主流的河床流動，直到和它匯合的有利條件到來時，才注入主流。密士失必河的左岸支流、雅祖河可以作爲這類河流的例子，它與主流平行地流了320公里。

在河漫灘地形中側面支流的冲積錐同樣起着極大的作用。在春汛時側面支流帶來大量的礦物質，它們在主流的洪水面上沉積下來。當洪水退落時，爲急流沉積下的物質在河漫灘的面上形成了程度不等的寬廣的階地。如果河漫灘因爲條件的改變，在高水位時不被淹沒，在這種情況下，上述河漫灘地形的特點也常能看到。

成形河谷。這類河谷是指那些曾經經歷過數個發展階段、因而具有複雜結構的河谷而言的。階地的存在被認爲是成形河谷的特點。

階地是水平的或微斜的有階梯的地段，它們順着谷坡延伸。它們分佈在一定高度的河水面上。在河谷中，階地可能有好幾個。

除了階地外，兩岸坡度的不對稱也是成形河谷的特點。後一種現象有時也可在河漫灘河谷中看到。不對稱的現象常見於有着南北流向的河流。有時在有東西流向的河流中也可以看到，在具有南北流向的



圖138．伏爾加河中游的河漫灘斜坡（維諾格拉多夫攝）
由圖中可以看出水面降落的痕跡

河流中，比較高的一邊總是右岸，這就是說，流向赤道的河流的西岸較陡峭。流向兩極河流的東岸較高。右岸陡峭的河流有：德聶伯河、頓河、伏爾加河、鄂畢河、葉尼塞河以及其他河流。這種普遍觀察到的現象的成因還不能夠很清楚地解釋。過去學者曾提出過各種不同的解釋，其中最有意義的是貝爾定律和氣候說。

貝爾定律是建立在著名的柯黎歐利斯定理的基礎上的。根據這一個定理，在地球表面上沿着水平方向運動的一切物體不論其運動方向爲何，都要受到不同於其原運動方向的偏向力，在北半球向右偏，而南半球則向左偏。這些運用於流動着的河水的見解，在地質學中稱爲貝爾定律。根據這個定律，有着南北流向的河流在北半球冲刷着自己的右岸，而在南半球則冲刷着左岸。

有些學者認爲，由於地球圍繞着地軸轉動而在河水運動中發生的偏差是很小的，所以它不可能使河岸發生很顯明的不對稱。這種說法是沒有足夠根據的。在氣候說裏值得注意的是，河岸的不對稱是在帶有水份的風的影響之下形成的這個說法。 風的影響 是這樣斷 定出來的：凡是或多或少與佔優勢的濕潤的風相互垂直的向風斜坡，不論它是左斜坡還是右斜坡，它總是非常陡峭的。根據巴甫洛夫的資料，地滑可能是河岸形成不對稱的局部原因。在這些情況下，假使河流稍微切穿受變動的岩層，地滑就沿着傾向河流方面岩層的斜坡發展。被地滑毀壞的河岸常常是陡峭的，而其對岸則是比較低的。毫無疑問，上面所列舉的因素對河岸陡峭的程度都是有影響的，但不可把它們估計過高，在常變的地區條件下長距離的、近似南北方向的河岸的不對稱不全爲這些因素所決定。

近似東西方向的河岸的不對稱，在地質構造相同的條件下，僅僅決定於向陽光的位置。據阿爾漢格爾斯基的觀察，葉爾根河、薩拉托夫省及平茲省的廣大河谷的北斜坡常較陡峭，南斜坡常較平緩。在陡峭的斜坡上常顯露出原生岩， 而平緩的斜坡上則 分佈着厚厚 的坡積層。上述現象說明了陰面和陽面斜坡剝蝕作用的各種不同的强度。

河谷階地的分佈得不平均也是河谷不對稱的現象，前者的情況大

多發生在近似南北方向的河流的左岸。

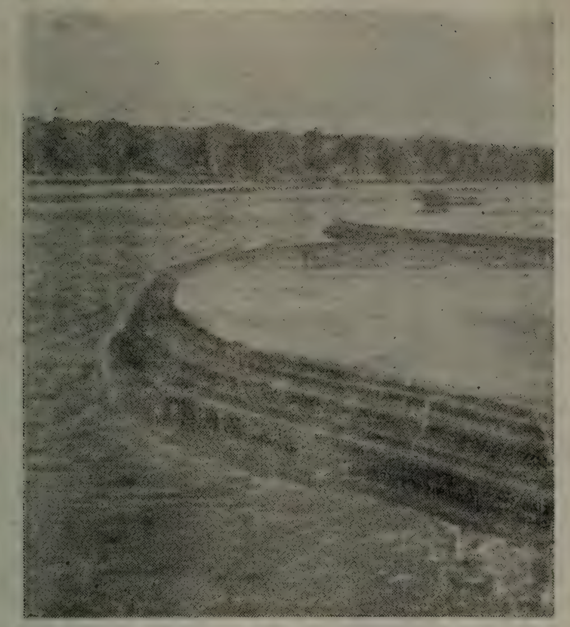


圖139. 河床中及淺灘上的冲積層形態
（維諾格拉多夫攝）
烏里揚諾夫斯克城下的伏爾加河

階地——是成形河谷的最主要特點之一。沿着河谷斜坡分佈的階地是計算河谷歷史的直接根據。階地有横的和縱的兩種。第一種通常見於處在初期侵蝕階段的河流上，這種初期侵蝕還沒有使河流形成彎曲形狀，只不過在急劇加深自己的河床。縱階地見於成形河谷中。横階地是一種與河谷方向相垂直的階梯。階梯的高度差異很大（從3—5公尺到60—80公尺，在個別情况下，甚至達到100公尺）。河流的横階地位於足以抗拒冲刷的、堅固岩石露頭的地方。横階地往往產生在構造變動的地方。在河流階地上水流十分急劇。水從階地上往下流形成了巨大的瀑布、急灘或急流。有些河流往往有幾個横階地。在這種情况下，每一個階梯都是河流上游局部的剝蝕面。

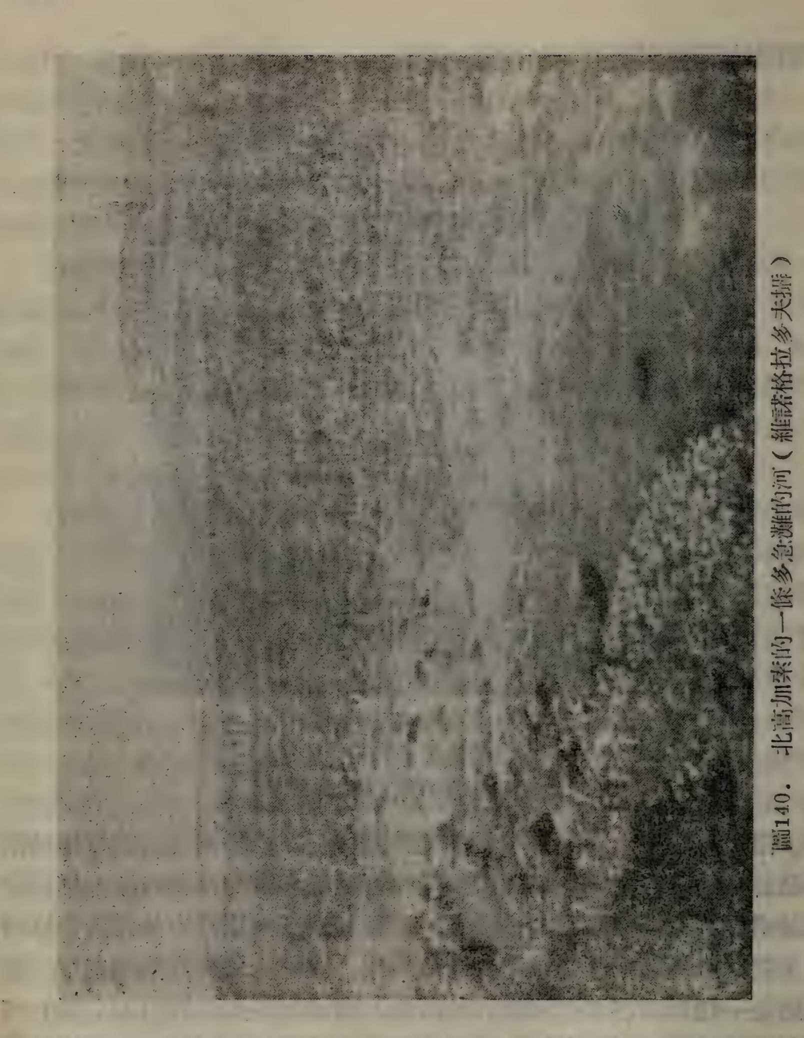


圖140． 北高加索的一條多急灘的河（維諾格拉多夫攝）

在蘇聯的河流中，急灘分佈很廣。多急灘的河流分佈在古老的結晶岩地盾的地方，最出名的急灘有德聶伯河的急灘、查波羅日河上游的急灘以及在結晶岩出露地方的急灘。這些急灘堵塞了河流的通路，阻礙了船隻的行駛。自從建築了德聶伯水力發電站堤壩後，德聶伯河上的急灘已被列寧湖的湖水所淹沒。德涅斯特河、布格河、卡累利

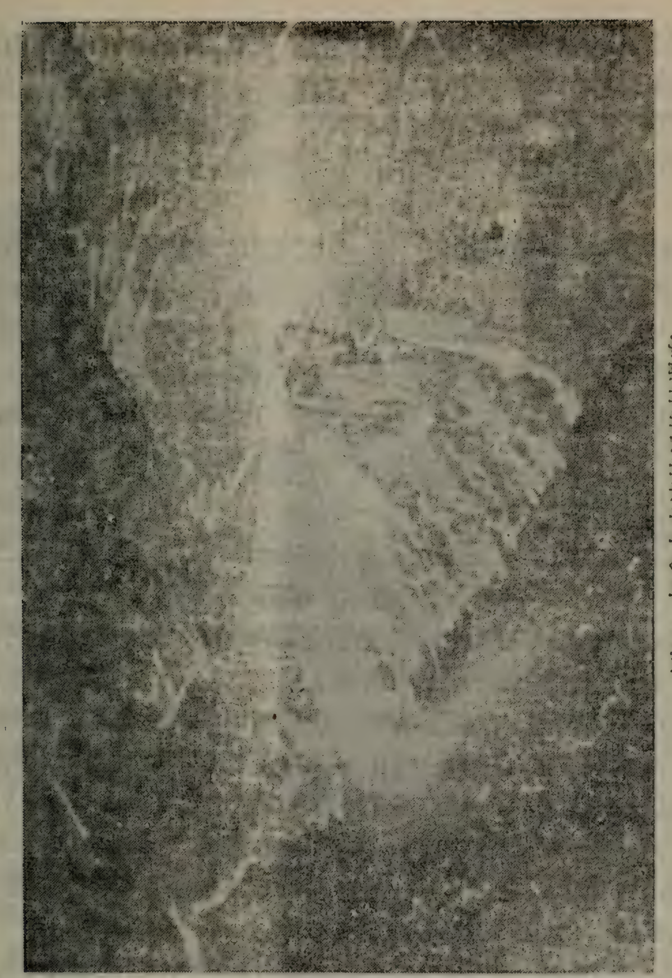


圖141.加拿大支流的尼格拉瀑布

阿區的許多河，葉尼塞河以及其他河流的急灘都很出名。

在相鄰的急灘和瀑布之間的河流形成了寬廣的河區，這裡的流水是很緩慢的。瀑布是常常可以見到的。蘇聯納爾瓦河上的納爾瓦瀑布是最大的瀑布之一，它位於離河口13公里遠的地方。這裏水頭的高差大約是7公尺。蘇納河的基瓦契瀑布具有極大的面積，水頭的高差達14公

尺。大多數的瀑布位於山岳地區。克里米亞、高加索、吉薩爾山脈、天山山脈等地的瀑布尤其著名。在中部西伯利亞台地地區大瀑布特別多。



圖142. 尼加拉瀑布區域的素描

阿爾卑斯山脈是歐洲瀑布分佈最廣的地區。瑞士普列契巴赫河有最大的瀑布。這裏瀑布水頭的高差達到了287公尺。萊茵河上有高差爲21公尺的大瀑布。在斯堪的那維亞諸河中瀑布也很多。非洲的河流中也有極大的瀑布。坦噶尼喀和北羅得西亞交界的哥侖布河的瀑布是世界上最大瀑布中的一個。這裏水頭的總高度是426尺，寬365公尺。三比西河的維多利亞瀑布也是一個最大的瀑布。美洲的瀑布特別宏偉，美國與加拿大交界的著名的尼加拉大瀑布就是屬於這一類的瀑布（圖142）。

在瀑布的上游河流是很平緩寬。在有瀑布的區域河流分成兩個河床。左面加拿大河床的水面寬914公尺。水從48公尺高處流下。右面的河床寬305公尺，水頭的高度爲51公尺。尼加拉瀑布以下，河水即流入峽谷，峽谷的深度平均爲135公尺，長11公里。

尼加拉瀑布形成在堅硬的古生代石灰岩的懸崖上，這種石灰岩的上面是鬆軟的，易被冲毀的岩層。往下流的洶湧的水流在河底冲成了壺穴，並在這裏形成了漩渦。漩渦慢慢冲刷形成瀑布的岩石的階梯，在這裏進行着回向侵蝕。由

於階地邊緣的崩毀，瀑布就漸漸向水源退却，其後退的速度每年約達1.5公尺。尼加拉瀑布退却到最後將會成爲這個樣子：就是它的階梯可能達到伊利湖，伊利湖裏的水將能傾瀉到安大略湖，而在瀑布退却的路途中就將形成很深的峽谷。這個例子可以說明在瀑布退却過程中由强有力的水流切鑿成的、無數的嶂谷及峽谷的成因。

北美其他一些瀑布中最有意思的是黃石民族公園裡的黃石河瀑布。在這裡瀑布的上段高43公尺，下段高109公尺。就水頭的高度（729公尺）來說，加利福尼亞的約薩米河的瀑布是最大的一個。

除了單獨的瀑布以外，常常可以見到這樣的地區，在那裏河流形成了瀑布系統，產生了獨特的“瀑布線”它們分佈在岩層水平或微斜的階梯邊界上。這些瀑布系統，時常位於岩層的斷裂線上。與北美阿帕拉契亞山脈相鄰的東部平原就可作爲瀑布區的例子。這些山的坡麓是由結晶岩構成的。與其相接的是由新的鬆軟的沉積物構成的海岸線。由阿帕拉契亞山脈的東坡往下流的河水當流出結晶岩分佈區域以後形成了瀑布和急流，它們的力能已被廣泛地利用在工業上。北美的幾個大工業城市如華盛頓、哥倫比亞、費拉得爾非亞等都位於這條瀑布線上。同樣的瀑布集合區域在南美沿中部巴西高原的邊緣也可見到。這裏有世界最大瀑布之一的依古阿蘇瀑布，

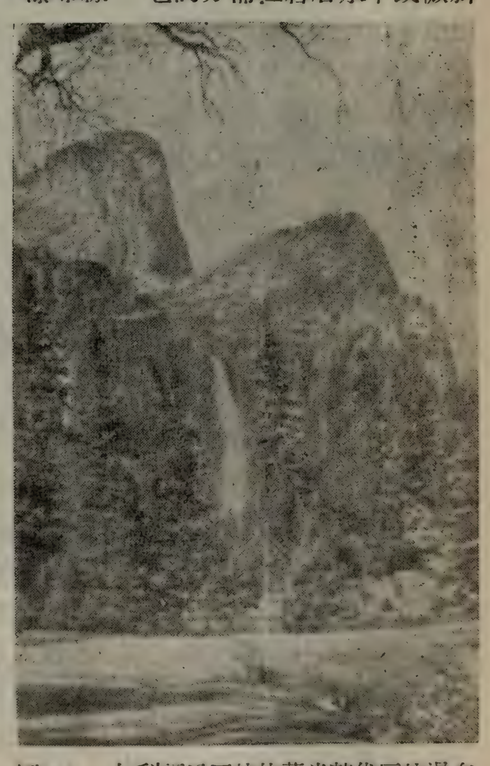


圖143. 加利福尼亞的約薩米禁伐區的瀑布

它的水頭的高度是70公尺。

在蘇聯境內，巨大的瀑布線係位於波羅的海沿岸志留紀石灰岩的懸崖上。

舒金認爲烏拉爾山脈東坡河谷的構成是與這些現象相似的。那裏的河流是："比較徐緩的河流在寬廣的河谷中通過了海蝕地台以後在地台的東部邊緣加强了自己的瀉落，並突入於具有由原生的古生代岩層及結晶岩層所構成的陡岸的狹窄河谷之中，以後，當河流進到由第三紀和第三紀以後的沉積物所構成的、西西伯利亞平原上時又重新形成了平緩的水流"

瀑布與急流乃是非常生動的地貌現象。此外，它們具有極大的實用價値，可作爲巨大的廉價力能的經常供給來源。

縱階地乃是沿着河谷坡度伸展的、水平的或微斜的地帶。這樣的地帶可能有幾個。階地彼此之間爲高度與陡度不同的階梯所分隔。每一個縱階地都可以分爲外緣、階地、階地面和後緣這幾部分。

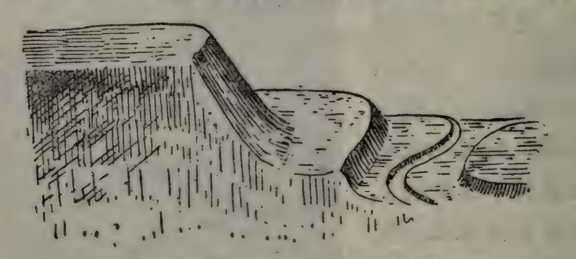


圖144. 塔什干地區阿希薩亞階地的素描

階地外緣總是朝着河床這一面或者朝着比較年輕的階地。階梯局限着外緣。階梯的高度表現着一個階梯高於另一個階梯。在某些情況下，階梯並不明顯。這是因爲在階地形成時河床逐漸加深所致，也可能是因爲局部地區的原因——兩側水流搬運物的堆積或階梯以後被冲刷等。接鄰原生岸的坡脚或者靠着較古老階地階梯底部的一部分叫階地的後緣。階地後緣和外緣之間的垂直線的距離就是它的寬度。

河谷的縱階地可以有各種不同的成因和地貌的特點。首先它們可以分爲侵蝕階地和堆積階地。

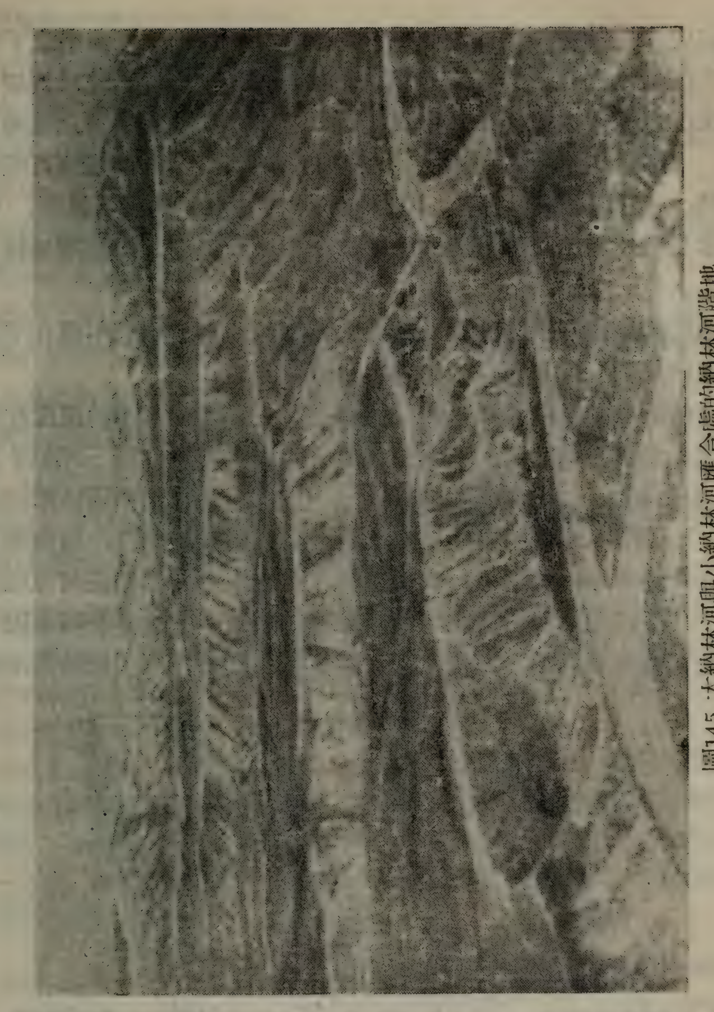


圖145.大納林河與小納林河匯合處的納林河階地

侵蝕階地很爲常見。於原生岩上切出的地面就是這種階地的典型形態。它們的表面很平緩，有顯明的沿着河流向下的斜坡。侵蝕階地位於一定高度的水平面上，其高度與基生岩的成分無關。侵蝕階地與堆積階地不同之點在於沒有冲積物的堆積。在成分相同的岩層中切鑿成的河谷地段， 侵蝕階地的形態時常表現得非常明顯。 侵蝕階地是

在處在向深侵蝕階段的河流的雖不均衡但極有力的切割作用之下形成的。在河盆地急劇上升或侵蝕基準面急劇下降、海退、流域乾涸、水流經流的急灘潰决或因流域中沉積物數量增加而使進襲的水量增加的時候，這種現象都可能發生。在有利的條件下，侵蝕階地可能形成得很快，這可在古老河床，因灌溉的水而加深的情况下見到。侵蝕階地常見於位於山麓的河流的上游。在平原河流中，侵蝕階地極其少見。

堆積階地或冲積階地是一種非常普遍的地形。它們不僅在平原河谷中可以見到，就是在山地河谷中也可以見到。

冲積階地的堆積過程是非常複雜的。它以各種不同的速度生成於河流的各個不同的地段。階地在其形成過程中可以分爲三個時期：（1）冲刷期；（2）冲積物堆積期；（3）新的冲刷和階地階梯的切割期。堆積階地形成的順序反映了河流發展的複雜歷程，這個歷程包括由於侵蝕基準面的變化、構造運動、或者上述的其他任何原因而發生的、向深侵蝕與向旁侵蝕的循序遞變的階段，上述的各種原因在地貌上表現爲階地階梯。必須注意這個事實，就是在大多數的階地河谷

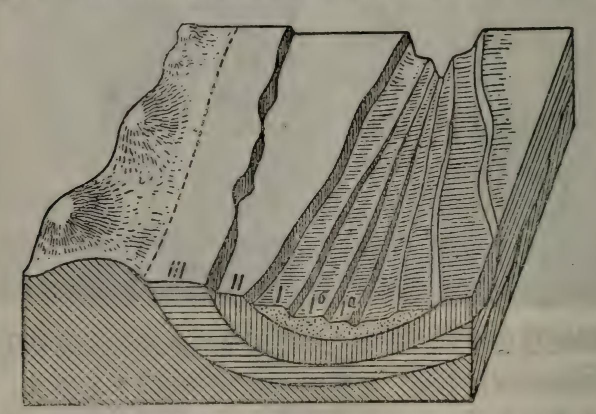


圖146．博茲蘇河谷中的同時發展的階地（塔什干地區）

I—底下的古老的階地；II—中階地；

III—上階地；Ia和Iб—同時發展的階地

中所看到的主要是古老的階地。

在每一個具體的情況下，堆積階地的年代是由它的位置的高度來決定的：階地越高年代就越老。階地位置較低的總是比較年輕的，構成階地的冲積層也和階地的年代有關係：比較古老的冲積層構成了較高的階地。

由於河谷中具有幾個階地的水平面，所以確定計算它們的原則是很重要的。在這方面地貌學、地質學和地理學沒有統一的方法。最正確的是自下而上的計算法，這就是由低的新生的數到古老的高的。應該把現代的河谷底部或河漫灘階地作爲第一個階地，這樣較高的階地就可以據此計算。所有高於河漫灘的階地都叫做河漫灘上階地。爲了斷定河谷階地形成地區的界限，河漫灘階地通稱爲下階地，而最高的階地，也就是最古老的階地通稱爲上階地。確定這些界限的水平面是很有用的，因爲在不同的河谷地段內階地數量常會發生變化，所以在計算和比較它們的時候常會感到困難。

有時候也將最高的階地當做第一個往下計算。這樣最低一級階地的次序數字最大。這種計算階地的地層原則（從比較古老的到比較年輕的）是不方便的，因爲階地是不會緊靠着谷底不變的水平面的。當河谷中階地的數量變化時，則對各種不同河谷地段階地的比較就失去了標準。

有時候，階地因構成階地沉積層的特點不同而互不相同。曾在烏克蘭河階地所作過的多次的研究證明了這一點。譬如，在德聶伯河旁就有河漫灘階地，沙質階地、黃土階地、無冰磧階地、冰磧階地等幾種。在確定階地的形成和年代這一方面，構成階地岩層的岩石成分的特點是非常重要的標準，但是這個標誌在闡明階地形態的特點時並不適用。

如上所述，同一個河谷在不同的地段中可能有各種不同的階地數量。這種現象從河流發展過程來看是很自然的，不過也可以用各種不同的地區的原因來說明。

階地發育的過程通常是這樣的：由於水位差極大，在河流上游發生了劇烈的向深侵蝕。這時在下游可以見到堆積作用勝於侵蝕作用的現象。在這裡就形成了階地。隨着侵蝕曲線的生成，冲積物的堆積作

用逐漸會進展到上游。由於在河谷上游和下游地段發生河床加深速度的差異，使河流在一段時間內能在上游形成幾個階地面，這些階地面與下游的一個階地面爲同一時期生成的。這樣就使得階地的面沿着河流向下沉沒或逐漸下降，反過來說，沿着河流向上則階地階梯倍增。由此可知，河流上游和下游的階地是同時發展的（圖146）。同時發展的程度決定於河流在各個地段水流作用的各種强度。在這種情況下必須經常注意：下游的地貌水平面反映着河流生命中的地區的變化。河流受到侵蝕循環的次數必須依照河流下游和中游階地的數量來確定。

錫爾河右方支流契爾契克河可以作爲上述情況的例子。在天山山麓，契爾契克上游的地方大概有二十級階地。沿着河流往下，階地的數量就逐漸減少，這是因爲階地的表面降低和變平所致，契爾契克階地的構造是非常一致的。它們的基底是由低於一定的侵蝕水平面的基岩構成的。基底上分佈着冲積的礫石，在高的階地上覆有黃土層。在塔什干城下的契爾契克河中游一共只有三級階地。最上面的一級位於水平面上不超過20公尺的地方。而在山區中，依照斯克伏爾佐夫的資料，上階地超越水平面700公尺。契爾契克下游的階地漸漸和錫爾河的同樣的階地合併，錫爾河河谷、契爾契克河谷以及錫爾河的其他右岸支流的河谷具有相同的構造。契爾契克河下游階地的構造很簡單。底下階地或濕草階地是由砂岩和礫石構成的。這種階地還具有附帶的階地階梯，後者在漲大水時就被河水淹沒了。第二級階地是由礫石構成的，它被黃土所覆蓋。第三級階地也是由黃土構成的，在上游的下面是礫石。在上述的例子中可以看到契爾契克階地下降的過程，這種現象在這條河流的縱剖面中表現得很清楚。

各個河流地段階地級數的不同可能是在分水嶺被切鑿，或爲另一個較古老的河系中的河流破壞以後，現在的河流繼承了較古老的河谷的時候發生的。所以在研究個別河流地段階地級數的差別的時候必須查明各個不同的具體情況。

爲了查明地殼各個區域地形發展的歷史和更深入地調查廣大地域的地質歷史，研究階地是具有重大意義的；這裡所說的地質歷史包括地殼升降運動的變化順序、氣候的變化順序及植物的覆蓋情形等。在闡明覆蓋（第四紀）沉積層的年代和對比的時候，研究階地也是很重

要的，尤其是當一個地域具有注入一個海盆地的河流的時候。研究階



圖147．刻切在上階地中的博兹蘇峽谷

地更爲重要。爲了闡明具有階地的河流發展的歷史，首先必須確定堆積階地的地貌類型。

根據階地形成期間冲刷深度的特點和根據構成堆積階地的冲積物間的相互關係，堆積階地可分爲上疊的和內疊的兩種。

上疊階地是這樣發展的。首先切鑿成一個寬闊的侵蝕河谷。這個

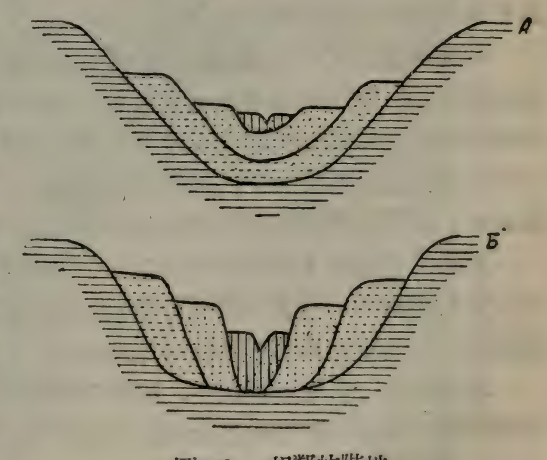
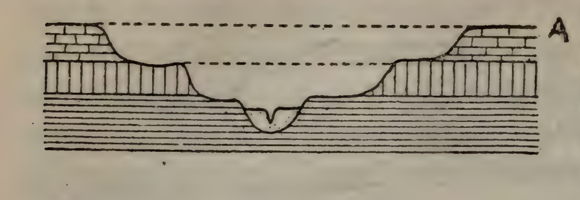


圖148．相鄰的階地
A—逐漸微弱侵蝕條件下的階地；
Б—同等强度深切侵蝕條件下的階地

河谷後來被冲積物所塡滿。在後一個侵蝕階段中，冲積層被切開了，而新的河谷又被古老冲積層上新產生的冲積物所塡滿，這樣一次次地反覆。在平原地區的大多數成形河谷中所看到的就是這樣的構造。在上叠階地形成的時候，較晚時期的冲刷深度就逐漸減小。在河谷發展的較後時期，向旁侵蝕也是不能達到它在歷史初期所曾達到的程度。所以每一較晚形成的階地所佔的面積都要比形成在先的階地面積小。這種現象在具有縱階地的大多數的河流中都可見到，尤其是在俄羅斯平原，西部西伯利亞以及其他等地的河流中更爲常見。



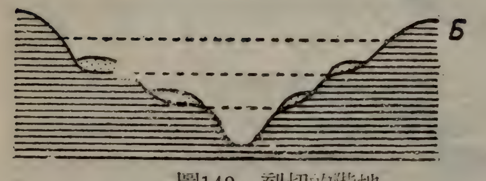


圖149. 刻切的階地
A—原生岩構成的階地;
Б—河水在强力掘挖自己的河谷中所形成的階地

假使河流在下一個冲刷階段加深到原生河床，或者，甚至於切斷基岩的時候，階地的發展就會在另外一種情況下進行。這時候由冲積層構成的年輕的階地其坡脚並不是位於古老的階地沉積上而是位於基岩之上。在這樣的情況下，較年輕的階地是內叠的和靠近於比較古老階地的。這些古老的階地從基底到表面都是位於較高的水平面上。

正確說明階地本身形狀的特點和詳細解釋構成階地沉積的層理是具有重大意義的。它使我們有可能去確定河谷形成過程的重要階段及侵蝕基準面的變動與引起侵蝕的原因對於這個過程的影響。

冲積平原　在個別情況下，河流階地達到非常大的面積。由冲積物形成的、具有平緩面的廣大地區通稱爲冲積平原。它的特點爲具有平坦的微微刻切的表面。在地形的面上一般的傾斜面都是不很顯著的，它們朝着在冲積平原中河流的主流方向。簡單的冲積平原的表面

有時候也會因各種不同的微型地形而變得複雜起來。後者是指着各種生物生成的不平地形：如田鼠洞穴、草丘等。永久凍土帶的冲積平原的地形是極為多種多樣的。這裏發育着多角形狀的地面、卵圓形的地面、泥煤小丘等。

無數的無水流外洩的形成物——小型盆地或碟形盆地乃是冲積平

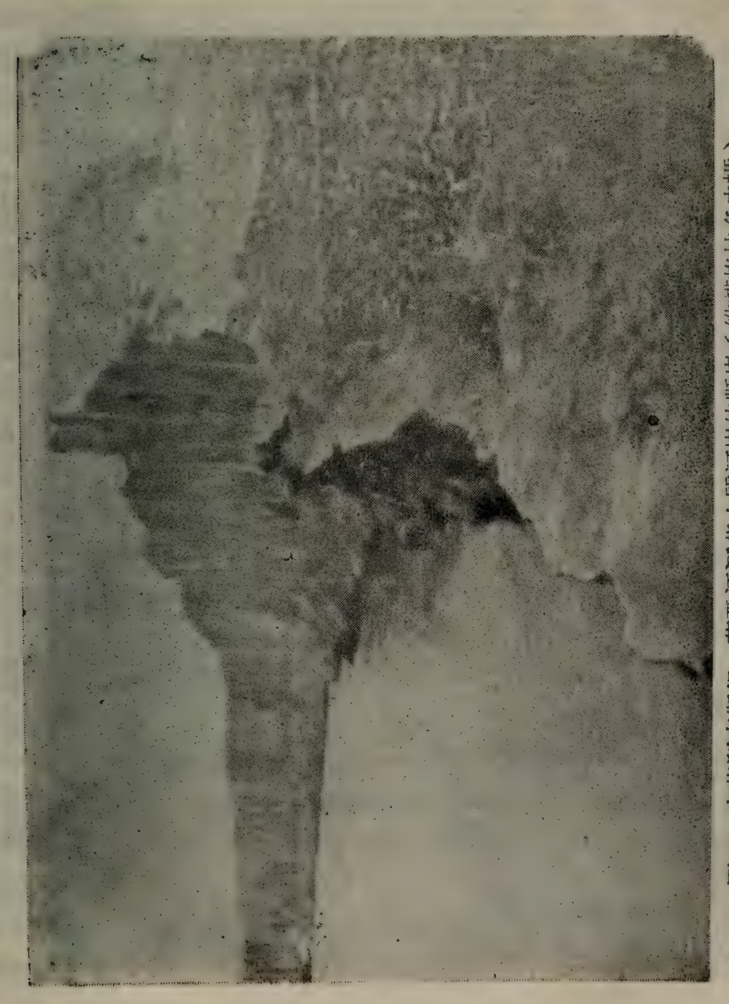


圖150．烏玆別克斯坦，蘇爾汗河黃土質河岸的懸崖（維諾格拉多夫攝）

原地形的特點。它們分佈在過去的河漫灘湖泊的地方，或在鬆軟岩石沉積的地方。在碟狀盆地中常積着雨水，因此在這裏就分佈着通常成爲圓形的湖泊和沼澤。在這些下陷的地方，有時具有非常複雜的、無河床河谷的系統。冲積平原常被沙子所覆蓋。風成的沙子有時就形成了複雜的沙粒堆積地形。

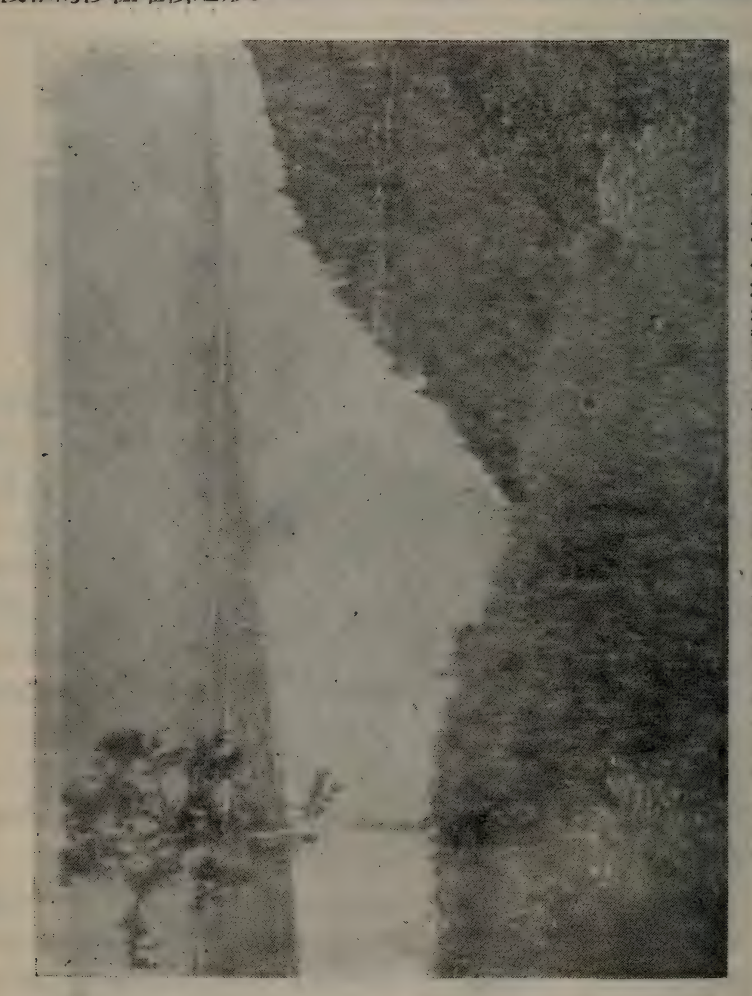


圖151.在日古爾地區的伏爾加河的不對稱岸（維諾格拉多夫攝）

冲積平原的成因通常是非常複雜的。它們是在河谷相距很近的幾條大河的冲積物堆積起來或者幾條大河三角洲滙合起來的時候生成的。波列謝河間地帶可以作爲這裏所說的例子，在這個河間地帶裏，普里皮亞特河、德聶伯河、索日河、別列金納河和捷斯納河等大河的冲積扇匯和在一起。恒河、布拉馬普特拉河、黃河和長江的冲積物沉積佔了廣大的面積。冲積平原時常與湖泊平原匯合在一起，它們的同時發育是以共同的自然地理條件所決定的。沿鹹海東部的沙漠平原可以作爲例子，它是在鹹海海岸線位置發生了變化的條件下，由於阿姆河和錫爾河廣大地區冲積錐堆積的結果而生成的。最巨大的冲積平原的例子是西部西伯利亞低地。這種冲積平原的成因是很複雜的。在它的基底有一層水平成層的海洋沉積物，在這上面則是决定現代西部西伯利亞地形的新的湖相沉積物。在沉積這些物質時，鄂畢河系起着主要的作用。葉尼塞河的沉積也具有重大的意義。西部西伯利亞低地是世界上最大平原之一。它具有微向北冰洋傾斜的理想的平坦表面。它的表面僅僅由於無數的淺碟狀低地而變得複雜，低地中時常分佈着圓形的湖泊。流洩融雪水和雨水的幾乎看不出的地溝朝着這些低地低落。河谷切鑿於平原表面的不甚深的地方。傾向河谷的平原的斜坡常被短而深的冲溝所刻切。有意思的是，在大部分冲積平原的構成中，黃土質的粉泥起着相當大的作用。這種情況發生在西部西伯利亞、德聶伯河左岸的冲積低地、多瑙河流域和其他大河。

三角洲 沉積在河口地帶的河流冲積錐叫三角洲。很多的三角洲的形狀都像希臘字第四個字母"△"，這也就是三角洲（дельта）這個名字的來源。

三角洲的形狀是各種各樣的。它們爲河口部分所具有的一般條件所決定。三角洲形成的一般發育過程是這樣的。當河流達到侵蝕基準面時就流得緩慢或者停滯下來。河水就與其所要流達的盆地中的流水摻混。這樣由於成分不同的水（河水、湖水、海水）的混合就造成了完全新的條件，因此，河流帶來的細粒物質就幾乎全部沉澱下來。這時候進行着重力分類作用：較粗的沉積在河口，較細的繼續被帶到湖

裏或海裏。沉積物自河口向下形成了楔形層（圖152）。河底的坡度决定了沉積層的傾斜度。在河口方面的岩層漸漸變平，同時過渡到河谷就造成平層。在這裏，它們就漸漸轉變爲冲積階地或冲積平原。

由於冲積物的積累，三角洲的面積慢慢擴大，邊緣部分逐漸增大。三角洲增大的速度决定於河流帶來的混濁物質的數量，從山上流下的河流，其所帶來的細粒物質總是比較多一些。

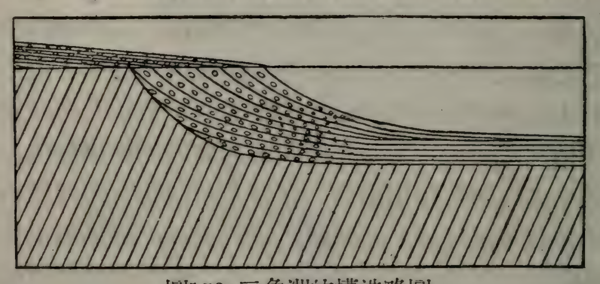


圖152. 三角洲的構造略圖

河口三角洲的生成是由種種原因所决定的。海岸線的變動，沿岸流以及河流帶來的冲積物數量等對於三角洲的發育起着很大的影響。這些情勢是如此地易變，以致並列分佈的河流有的具有三角洲，而有的則相反，具有廣闊的河口地段——河灣或三角港。

三角洲的形成是在這樣的情況下進行的，就是：假使發生在河口的一切條件能夠使沉積物的數量和被帶到海洋裏的物質數量發生差異的時候。假使河流帶來的物質中有絕大部分沉積下來，三角洲就會迅速的擴大。如果大多數的物質被帶到盆地（指湖，海——審校者註）的深處，則不會有三角洲的發育。

歸根結底，形成三角洲的有利條件是由河流的積極的侵蝕作用决定的。當侵蝕基準面降低或河流上游升起很高、因而河流急劇地切割河床的時候，三角洲就會發育得異常地强有力。相反，如果侵蝕基準面升高，形成侵蝕曲線，三角洲的發育則非常緩慢，或者完全停止。

在研究三角洲的時候，必須在每一個具體的情況中確定其實際的原因和它們形成的强度。

三角洲的形態　構成三角洲的冲積物的成分是不固定的。這種沉積物主要是沙泥沉積，很少是沙與砂礫。三角洲沉積的層理是不規則的，在三角洲沉積物的邊緣部分、在稍斜的季節紋層理範圍內，三角洲的沉積物具有特殊的斜紋狀的層理。層面傾斜的陡度由原生的底部的坡度决定，三角洲沉積層就是堆積在這個底部之上。在三角洲沉積的邊緣部分可以看到更陡的斜坡。再下去，沉積物漸漸地具有水平狀的層理（圖153）。

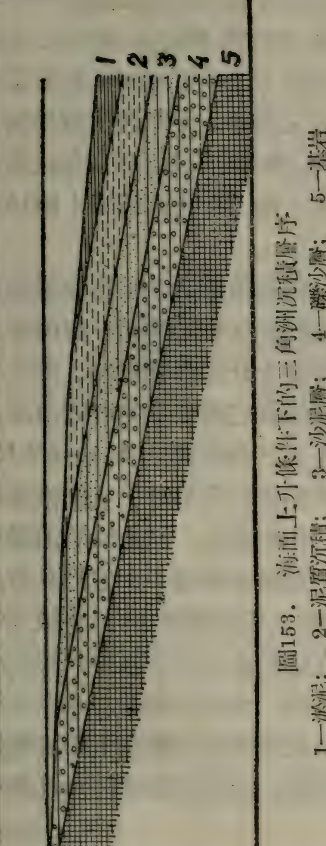


圖153. 海面上升條件下的三角洲沉積層序
1—淤泥；2—泥質沉積；3—沙泥層；4—礫沙層；5—泥岩

三角洲的地理外形和沉積物的分佈是由河流在河口劃分爲單獨幾個河床的特徵來決定的。在某些情況下，河流單獨注入海中而並不分支。這樣，三角洲物質沉積的形狀就不是固定的，三角洲依照其外形可以分成不對稱及對稱或扇形兩類。

不對稱三角洲是在這種情況下形成的，就是：假使河流沒有分出支流的時候。這時由於岸流的作用，三角洲物質的堆積進行得是不均勻的。三角洲具有凸向海洋的三角形狀，它的頂端位於河口。有時候三角洲形狀很像鳥嘴，因此叫它做"鳥嘴形"三角洲。不對稱的三角洲很少見到。塔吉斯坦的蘇拉卡河的三角洲可以作爲這種三角洲沉積的例子。在亞平寧半島的河流中不對稱三角洲尤爲常見，如台伯河（р.тибр）（圖154）和巴葛利的托河的三角洲和其他河流的三角洲等。

假使在河口地方從主流裏分出幾



圖154.河的不對稱三角洲
（按舒金）

個支流，三角洲冲積物的沉積就會或多或少地進行得比較均勻。在這種情況下；三角洲就呈圓形或扇形。他是幾個由支流擴張而成的扇葉組成。

對稱三角洲（扇形三角洲）是在河口最常見到的生成物的一種。他的外形就像暫時水流的大冲積錐。地球上大多數的河流都有這種對稱的三角洲，尤其像伏爾加河、多瑙河、阿姆河、尼羅河、布拉馬普特拉河、密士失比河等等（圖155、156）。

三角洲的構造是相當複雜的。通常它們都具有勻稱而平緩的面，在它的面上分佈着無數的、處在各種不同的衰亡階段中的古老河床。河床嵌入三角洲面1—1.5—2公尺，其四周為陡坡所界限。它們漸漸轉變為三角洲湖泊。隨着時間的進展湖泊的面積漸漸縮小，它們具有外形平緩的岸，而湖岸有着廣闊的沙質或黏土質沙灘地帶。在後述情況下，這種沙灘具有複雜的微細地形，在鹽結晶的地帶呈多角形乾裂隙和無數小丘狀。三角洲湖泊大都是圓形的。水總是鹹的。水漸漸變鹹的過程是漸進的，湖裏的鹽量由於暫時水流將鹽份搬運來而漸漸增加，在這樣的情況下，湖泊就像蒸發皿一樣，注入其中的河水逐漸蒸發，而湖中的鹽的絕對量則逐漸增加。

隨着時間的進展，三角洲湖泊像河漫灘湖泊一樣逐漸為沉積物所充填而變為沼澤，在這些沼澤中，時常進行着强烈的泥煤生成作用。

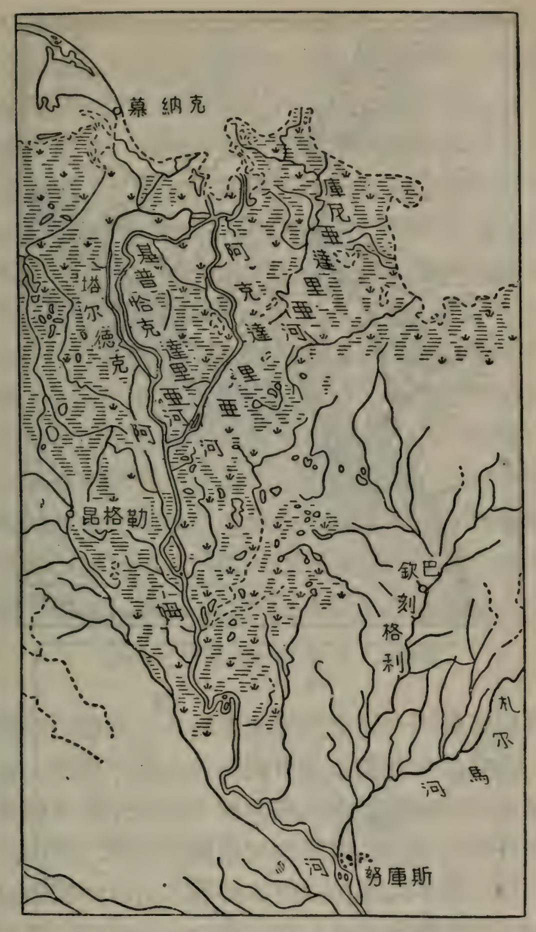


圖155. 阿姆河的對稱三角洲

河漫灘湖泊的進一步演化使得它們所在的地方只剩下碟形的低地，這些低地只有在春天及多雨的季節，當它們形成了暫時湖的時候才會被我們注意到。

沿着河床，通常沿三角洲的邊緣部分，可以看到超越於周圍地區2—3公尺以上的、呈伸展的隆起狀的沿岸沙堤。在三角洲平原中最普



圖156. 伏爾加河的扇形三角洲

遍的地形形態要算那些大量被風搬運來的沙子堆積。它們時常佔據了很大的地方。有時候在沉積大量有機物的大河三角洲上有泥火山。

按照堆積地形的特點說來，三角洲平原是相當多種多樣的。它們的差異表現在外形的不同，河床割切程度的不同，表現在三角洲生長得非常茂盛、以及在不同氣候區中長得各不相同的植物的特徵上。

乾三角洲 在乾燥氣候區，沒有廣大流水面積、沒有充分流水供給的大多數河流都消逝於沙漠平原地帶。在這樣的河流中可以追索很複雜的發育史。在較遠的過去的地質年代中，這些河流曾是現存河流的、水量很多的支流，或者是單獨地注入於封閉水盆地中的河流。此後因氣候條件較乾燥，河裏的水量大大地減少，這些河流遂與主谷失去了聯繫。

沒有一定河口的堆積作用就是這樣發育的。河中的水量隨着與水

源地距離的增加而逐漸減少。當河流進入沙漠地帶時，水流逐漸變弱；同時河中的流水因蒸發、灌溉和向深處滲入而很快地消失。因此在很短的地段內河流即終止。這裏就沉積了河流帶來的所有鬆軟的物質，通常數量都很多。河流在鬆軟物質沉積的地方形成了常常是很大的冲積錐。這就是乾三角洲。這種三角洲的地貌特點和普通三角洲是完全相同的。但是堆積起乾三角洲的物質是介於暫時急流冲積錐沉積和普通三角洲沉積之間的過渡形式。這可以從它們的成分、層理和分佈情況中辨認出來。

乾三角洲——這是乾燥氣候地帶普遍分佈的地形。在中亞細亞這種地形尤其常見。乾三角洲最顯著的例子是從巴拉巴米札山脈北坡流下的墨爾加布河和德詹河的冲積錐（圖157）。在鹹海——裏海海侵年代中墨爾加布河和德詹河曾是阿姆河的支流。它們和阿姆河一起沉積了很厚一層的沙土冲積物，這種沙土成了卡拉庫姆飛沙的源地。在以後的比較乾燥的年代裏，墨爾加布河和德詹河的河水就不再流到阿姆河，而轉變爲積聚在廣闊乾旱河谷上的獨立水流。



圖157.墨爾加布河及德詹河的乾三角洲

中亞細亞的一個大河——塞拉夫桑河有着廣大的無水三角洲。在從山上流下來的時候塞拉夫桑還是水量很多的河流。在薩馬干達地區

大量的河水都被蒸發，或者被用來灌溉而消耗。流向布哈拉地區的塞拉夫桑河已經成爲很淺的水流。在這裏河流堆積成了一個很大的三角洲。就是它的最長的一個支流也終止在卡拉庫姆沃地區的成吉斯湖，並未能達到阿姆河，而塞拉夫桑河曾在不久以前的地質年代中還流到過阿姆河。

除了上述的例子以外，這種由河流堆積成的、終止於沙漠地帶的乾三角洲的例子可以在地球上任何沙漠地帶中找到。

分水嶺的地貌 河谷相互之間所隔開的地方較寬廣。水就從這裏流向相對方向的河谷。在隔開兩谷的地面上可以分成若干條脊線，水就從山脊流向相對的兩側。有些時候，分水線位於分水嶺的中央，並且決定了分水嶺地面的對稱構造。在自然條件下，常見到的是不對稱的分水嶺，就是說，分水嶺的分水線是偏向於某一個河谷的一邊，而其朝向對面方向的河谷的斜坡則較長而且平緩。分水嶺的類型是多種多樣的。劃分各個海盆斜面的線是主要分水線。瓦爾戴丘陵即是這種主要的分水嶺的例子，從瓦爾戴丘陵河流流向白海，波羅的海，黑海和裏海（圖158）。分佈在同一個山坡上的河流的盆地，就是說流向一個海盆的河流盆地，劃分了側方的分水嶺。最後，一個個的河網界限了集合盆地。在某些情況下，還可以分出一種河谷分水嶺，這種分水嶺是在兩條平行分佈的河流向相反方向流的條件下生成的。其實這種河谷也就是集合分水嶺的另外一種形式。

從山理學上說來分水嶺僅僅在山區才有明顯的形狀。分水嶺通常是較高而顯明的山脊。在這裏可能具有爲相對兩方山坡的不同陡峭程度所確定的不對稱分水嶺。在平原地區，從山理學上說來，分水嶺表現得極微弱，或者完全不明顯。有時可以看到水從一個微高的地段流向各個不同的河系。這種現象發生在地形還沒有很好成形的時候。

鄂畢河和流向葉尼塞的小卡斯河的湖系上游的鄂畢—葉尼塞分水嶺就是分水嶺還沒有完全確定的一個顯明的例子。根據托爾馬喬夫在該區研究過的材料，上述的兩條河是從同一個沼澤裏流出來的，這個沼

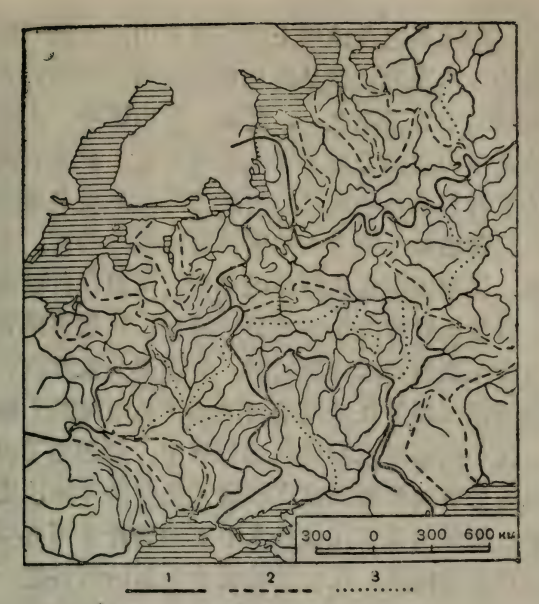


圖158. 俄羅斯平原的分水嶺

1—五海的主要分水嶺； 2—獨立河系的分水嶺；

3—主要河流支系的分水嶺

澤發育在從前曾有過分水嶺湖泊的地方。輪廓不明顯的鄂畢—葉尼塞分水嶺很久以前就作爲一個轉運地（волок）。甚至於巨大的船舶也可以經過此處由一條河拖運到另一條河。屬於此類規模較小的現象可以在德聶伯河流域中看到。在這裏，河流從尼辛斯克區的沼澤朝向各個不同的方向流去——特魯別日向南流到德聶伯河，奧斯特爾河向西流入德斯納河。流向亞速夫海的莫洛契納亞河和德聶伯河支流的康河之間的分水嶺也表現得不明顯，過去哥薩克人急襲克里米亞的韃靼人與土耳共人的時候時常利用這些航路。

由於相鄰河系之間沒有明顯的分界線，因此，常可見到分水（Деление вод）的現象，就是說，在漲大水時，河流週期地將水供給不同的河谷系。在密士失比河的上游，蘇丹河及其他河流中就有這種現象。在平原地形的條件下，不對稱分水嶺和在山區一樣，也是可以時常見

到的。自然，在這裏它在地形上並不像在山區那樣明顯。

不對稱的分水嶺的位置是由種種原因所引起的。大地構造是引起分水線不對稱的主要原因之一。譬如，在山區中，大地構造的地形特點就預先决定了山坡的各種不同的陡峭程度。在具有陡峭度不同的、褶皺兩翼的單背斜高地中就可以辨認出此類的最普通的例子。在這種情况下，位於褶皺軸部的分水線緊靠着比較陡的翼，也就是說，靠着比較短的翼。這種表現爲更緩和的地形，可以在目前或不久以前在山前平原或平台地上發育的短軸背斜中看到。在這裏地質構造决定着侵蝕作用，後者在劇烈隆起地帶較强，它使得分水線位於最劇烈的隆起地區。那樣的情况發生在透出地面的地下長垣地區（鹽體構造也屬於這一類）。在不對稱分水嶺的地形形成中，剝蝕起了很大的作用。剝蝕作用的强度是由地形面的坡度和陽光照射條件來决定的。根據包爾佐夫的觀察，剝蝕的强度在位於水平不同的許多河谷切斷了傾斜平原的時候表現得非常清楚。在位於較低水平面的河谷這一方面，冲刷作用進行得比較强烈，這樣就使得分水嶺移向分佈在沿斜面較高的河流方面。

具有上述不對稱分水嶺類型的地帶中最明顯的例子就是德聶伯河左岸。寬廣的、左岸的德聶伯河平原向南部，向德聶伯河這一方面逐漸低落。在這裏從北到南互相平行分佈的蘇拉河、普肖爾河、伏爾斯克拉河、奥累爾河及薩馬拉河都流注於德聶伯河左岸平原。上述的每條河流，都有很多支流自右側注入，也就是說，它們具有很多自北向南流的支流。地表面的劇烈的冲刷作用也沿着地形面的坡度向南進行。因此這條分水線就移向北面。薩馬拉和奥累爾的分水嶺就移向奥累爾這一方面，同樣奥累爾—伏爾斯克拉的位置也比較靠近伏爾斯克拉其他也類同。

假使分水嶺劃分了具有不同的向深侵蝕速度的兩條河，在這種情况下，不對稱的分水嶺也會發育。假使有一條河流激烈地冲刷其流域，那麼這條河也就比較靠近分水線。伏爾加河頓河的分水嶺就是這種不對稱的例子。在薩拉托夫—斯大林格勒地區，分水線是靠近伏爾加河流域的，離開頓河非常遠。

山區地帶分水嶺的不對稱常常由太陽照晒決定。在東西向的山脈中南山坡一般是比較平緩的，而北山坡則大多數都爲風化生成物覆蓋。在這種條件下，分水線的位置是靠近陡峭的山坡的，這是因爲在有陽光的坡面剝蝕作用進行得較强烈而低陷的原故。

河系 在河流分佈地區（水文網）可以看到一定的規律性，但此種規律性目前了解得還不够。河流和河系分佈的特徵基本上決定於地形面的位置特點與地質構造。

生成的水流系統分佈在與其不平面一致的地面上。在河流發育的前階段中，岩石的構造和成分對河流流水方向的影響並不大——河流切斷了岩石層，始終朝着預定的地形面的斜面方向流去。這樣的河可以叫做原生河，（整合河或順向河）。後述的定義是指着那些順着岩層的傾斜方向流動的河流而言的。在原生河谷發育期間，重力是指引水流方向的唯一因素。主流河谷和支流河谷以後的發育決定於地質構造的特點，岩石成分，爲剝蝕作用所切鑿的谷坡等複雜的結合情況。

順向河第一類支流適應着地質構造，嵌入岩石層裏，它們造成了構造谷或次生谷（或後生谷），這種河谷與原生河谷成90°的角度沉降在原生河中。在理想的條件下，或者說，從理論上說來，我們可以想像，河流的進一步發育是這樣的，就是：在次生河谷中也可能形成本身的支流，這些支流的水流方向與原生河相平行（這就是戾向河谷或與原生河方向相反的逆向河谷）。

這樣就產生支流成直角注入主河谷成直角的河系。像這樣的、呈現出明顯面貌的河谷系統在構造不複雜、規模不大的河系中才能看到。頓巴斯的米烏斯河流域就是成直角的河谷系統的好例子。這個順向谷與主要的頓涅茨背斜——納戈爾內依山脊——的走向直交並且將後者切開。順着主要背斜的走向有兩條次生河流入米烏斯河——從右邊流下的是格盧哈亞河，而從左邊流下的是納戈爾內依河。後者有支流——"戾向河"羅文涅克河和"逆向河"奥列霍瓦亞河。這兩條河流是順着次生的地形面的坡面而發育的，而次生的地形面是在該地域中的剝蝕作用中生成的，它們永遠不會達於很大的規模。

原生河的縱剖面與當地地形面的坡面完全一致。在個別的情形下，原生河流在自己的道路上穿過了高地。在這些地段，河流具有完全不同的河谷構造。平原地區和山區的冲穿峽口的河谷的成因是極爲多種多樣的。平原地帶峽谷成因的最簡單、最自然的解釋可以用向源侵蝕來說明。假使有這樣一個各部分年齡不同並且與大海相鄰的原生傾斜平原，則流向海洋的河流和流向陸地的河流的上游就會逐漸切割着它。當河流達到了高地以後，河流一定把它鋸開，逐漸切斷了它並且衝到它的坡脚下。這時候河谷由於高度劇烈變動而生的向上發育會較第二次隆起時的向上發育還要厲害一些。河流切斷阻礙物後就再向前發育。

在發育較晚的或後成的河流中也可常見到冲穿峽口河谷。假使當地的古老地形是由堅固的岩層(常常是結晶岩層)所構成，如果被埋藏在較年輕的、構成新的平原面的、水平的沉積物下面的話，在發育較晚的或後成的河流中就會發生冲穿峽口河谷。在新的平原條件下發育的河流漸漸地剝蝕其流域，使古老的埋藏在底下的地形裸露出來。河流切斷了古老地形中的高地，仍舊保持着自己流動的方向。久而久之，鬆軟的生成物覆蓋層可能被完全冲刷掉。這時就顯露出古老的地面和嵌入地面的冲穿峽口河谷。這樣形成的外力作用冲穿峽口河谷是很少見的。

位於德聶伯彼得羅夫斯克城以下的德聶伯河以及流經頓皇茨山脊的頓河峽口就是這種類型的遺留谷的顯明例子。無論在何種情況下，古代的、複雜的地形是埋藏在構成俄羅斯平原南部的第三紀沉積物下面，俄羅斯平原的地面稍向南傾斜。嵌入這些沉積層中的順向谷揭開了由堅固岩石構成的古老地形。河流受到古老岩石的阻礙，就繞過它們流去。在契爾卡斯地區德聶伯河開始轉折向東，從東南繞過烏克蘭結晶地帶。在德聶伯彼得羅夫斯基地方，河流利用這種古老的凹地，在凹地的結晶地帶中流到尼科波爾。德聶伯河的這一部分現代的景象乃是峽口河谷，不過這個河谷在很早的時候就已形成。同樣地，頓皇茨河從東邊繞過頓皇茨山脊，自此利用古老的河谷直向南衝而流到頓河。

在鬆軟形成物中，可能由於湖泊冲穿峽谷而發生穿過峽口的河谷。這是在那種情況下發生的，就是：假使河流碰到了障礙物一壠、

隔等的時候。在壠的上方形成了湖泊。在湖水未從壠上最低處流出的時候，湖泊的水一直在逐漸升高着。由於極大的高差而生的劇烈的冲刷作用，河流迅速地冲刷並且破壞了自己前進道路上的障礙物。這樣就使得湖水流出。經過了這樣一段發展路程以後，河流就在穿過峽口的河谷之上，在過去曾有過湖泊的地方擴展。

冲穿峽谷發育的湖泊說可以充分說明它們是存在於丘陵地形中的，在上述的丘陵地形中，高地是由鬆軟物質所構成，這樣的河谷在俄羅斯平原終磧壠範圍內極爲常見。

湖泊說也可以用來說明切斷了褶皺構造區域的、河流的冲穿峽谷的形成，在這種情況下湖泊發生在山間凹地中。找到出口的河流常常利用斷裂的和褶皺的構造線，在周圍的一個山脈裏形成冲穿河谷。在察爾達爾沃羅特和列寧納巴德通道之間塞爾達里亞河河谷地段就是這樣生成的、冲穿河谷的典型的例子。在第四紀初期塞爾達里亞河河谷還沒有形成。在費爾干納山間窪地戈洛德納亞草原地帶以及察爾達爾草原地帶都曾有過巨大的山間湖泊。在周圍構造最低的地方，由於地形面的普遍向西邊降低，所以在向西的方向就形成了原生河流。這就使得察爾達爾草原北部中生代地層形成了冲穿河谷。以後，河流又冲刷了察爾達爾沃羅特，在這裏形成了列寧納巴德冲穿河谷。塞爾達里亞河谷的湖泊的發育，可以用它在費爾干納，戈洛德納亞草原和察爾達爾等地的異常擴展的現象來說明，後者是造成珠串狀構造的先決條件。

在山區地帶，冲穿峽谷的成因可以用另一些原因來解釋。在絕大多數的情況下，山區地帶冲穿峽谷是發生在構造裂隙裏，或者是在造山作用過程中所產生的構造裂隙系裡。河流漸漸擴大了這種構造裂隙以後，最後就形成了廣闊的和構造複雜的河谷系，因爲支流在冲穿峽谷地帶也是位於弱化地區的。高加索捷列克河的達爾亞爾嶂谷和阿爾頓河的阿拉吉爾嶂谷就是這種裂隙冲穿峽谷的例子。這些河流的上游位於高加索分水嶺北坡。向北流的河流利用結晶岩的構造橫的裂隙切斷了格拉夫內依山脈（高於分水嶺很多）形成了深凹的冲穿峽谷——嶂谷。這些河流的橫河谷的發育是非常複雜的。起初，當高加索地形

僅僅開始表現出迅速地提高時，升高了的山脈的斜坡就截斷了向源侵蝕、嵌入山塊中的單獨的水流。這時候，冲刷的力量下加於構造的隆起之上。在河流上游，在山間窪地界內，在分水嶺與格拉夫內依山脈之間，捷列克河和阿爾頓河是不可能沒有流水的；這些水流的下游强有力地冲蝕着格拉夫內依山脈的坡面。利用結晶岩的裂隙使自己的上游流向山脈的南坡。

在個別的情況下，山區冲穿峽谷的生成可以根據爲許多學者發展了的生成說來說明。根據這種理論，河流的冲穿峽谷比它所冲破的高地還要古老。冲穿峽谷形成的過程是這樣的：原生河有力地冲刷着升高了的地帶。這種現象可能發生在各種不同地質構造的條件下。在地形升高的過程中，褶皺和岩塊漸漸地爲深入於升高地帶中的河流所切斷，於是就在褶皺高地上形成了冲穿峽谷。

在上述情況下生成的冲穿峽谷的很多的例子可以在費爾干納河谷四周看到。這裏在山脚地帶分佈着發育很好的礫岩和礫石層中的短褶皺，它們由於沉積覆蓋物沿着升高山脈的結晶斜坡向下滑而發生的。這種山脚褶皺地帶被卡善河，伊斯發伊拉姆河、索赫河，依斯佛拉河以及其發源於阿爾泰，土爾克斯坦，察特喀爾，庫拉明斯克山脈的河流的古老河谷所截斷。這樣就形成了雅魯藏布江穿過喜馬拉雅山的冲穿峽谷，穿過瓦爾布魯士山（伊朗）的基塞爾烏晉河的冲穿峽谷，穿過喀爾巴阡山的杜納耶卡河和切列莫沙河的冲穿峽谷。

在大部分爲厚層石灰岩構成的山區中，冲穿峽谷的形成可能是由於喀斯特地形發育的原故。這樣形成的峽谷曾被所謂“地下位置排列說”所描述。這種學說注意到在溶洞中流動的地下河流的存在。隨着溶洞的發展，就發生了山頂的崩塌，因此在地下河谷地帶就發生了截斷河流前進途中的高地的、露出來的峽谷。

上述的冲穿峽谷成因的學說並不能說明處在不同情況下的、一個個的冲穿峽谷的成因。在每一種個別情況下這些河谷的發育也必須用不同的說法來解釋。在某些情況下，冲穿峽谷可能是由於不同因素的同時影響而發生。但在一切情形下，起決定性作用的還是在河流各個

地段發育得不均匀的向源侵蝕。

原生的（順向的）河流在極長的距離中切斷了各種不同的地質構造和年齡不同的地形的地段。在這種情况下，河流就有着各種構造不同的河谷地段，這些河谷地段的年齡也可能互不一致。這是因爲：嵌入地面的河流使原來被埋藏在下面的地形裸露出來，並且順着爲冲刷作用所揭開的比較古老的河谷流動，侵奪了有着不同發育歷史的相鄰的河流等等的原故。

劇烈的向源侵蝕結果形成了河流的**截斷**或斬斷。這種情况多半發生在當鄰近的一條河流具有比其他河流更低的侵蝕基準面的時候。在迅速發展了自己的河谷之後，第一條河必然會鋸斷分水嶺並且截斷鄰近的河流（圖159）。斯大林格勒附近伏爾加河就是一條截斷另一條河的具體例子。伏爾加河的侵蝕基準面比相鄰的頓河的侵蝕基準面低得多，它强烈地冲蝕着自己的距離頓河不甚遠的右岸。照這樣下去，今後伏爾加河右岸的一條支流一定會使自己的頂部靠近頓河，並把頓河裏的水引向伏爾加河。當然，今後這一地區的地質作用的發展將爲人類的手所控制並且隨着伏爾加－頓河運河的建設，河水將會沿着另外一條道路前進。

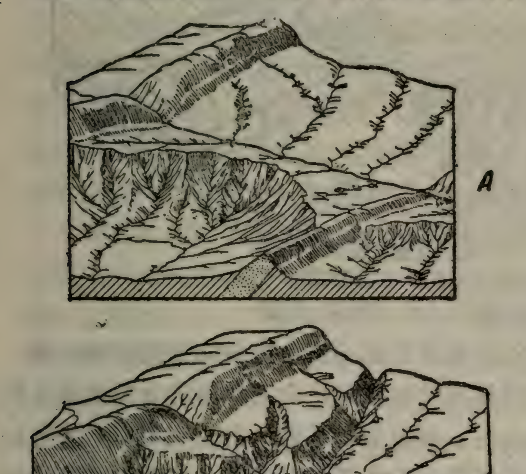


圖159. 河流襲奪
A—將要襲奪的形勢； Б—已經截奪的形勢

追卡爾河及烏塔赫河截斷多瑙河也是一條河截斷另一條河的例子（圖160）。上面提到的萊茵河支流的河谷比多瑙

河的河谷加深得還劇烈一些，所以，在不久的將來，一定會有一條河流把多瑙河上流截斷。像這樣已經截斷了的河流的例子在各國都有。

河流截斷的遺痕通常可以很容易地在河谷構造中看出來。它的特徵有下面幾點：（1）河谷急劇地彎轉；（2）彎轉處存在古老的凹地，低地及類似的古老侵蝕作用特徵；（3）河谷各個地段的構造不同。大礫石經常是該河系內河流截斷的地質證明，因爲大礫石的成分與該河流域所暴露出來的岩石是不同的。因此學者曾經證明。瑪阿斯河在其過去的流域中曾經包括莫塞爾河的上游，但後者的上游後來被麥爾塔河的一個左支流截斷了。



圖160. 多瑙河上游（ДД$_1$）將要爲皇卡爾河（Н）及烏塔赫河（В）襲奪的形勢

曾是原生河支流的側谷其發育過程不僅决定於地形表面的坡度，而且决定於地質構造。依照構造的位置與走向河谷通常分爲縱谷及橫谷。橫谷分整合谷及不整合谷。所謂整合谷即谷中的水流方向决定於岩石的傾向。這種河通常沿傾斜面流向褶皺沉降處，或傾向坡度的切刻谷。從傾斜面流下的河流多半劃歸這一類。

假使橫流河向岩層傾斜相對的方向流去，這種河谷就是所謂不整合谷。這些河谷的發育歷史是非常複雜的。在某些情况下，它們冲刷了古老的，平夷過的褶皺區域，在另外一些情形下，它們又是冲穿峽谷。

縱谷也極爲多種多樣。它們是沿着地質構造的走向而分佈的。根據河谷所適應的構造它們分爲：（1）斷層谷；（2）向斜谷；（3）背

斜谷；（4）單斜谷。

斷層谷是位於溝狀的地塹地區。它的方向完全决定於斷層和裂隙的走向。斷層谷的大小差異甚大。有時候這是在某些地段藉助於構造裂隙而向前流動的、一種不大的河流，有時候，它又是沿着巨大的斷層裂隙流經很長距離的大河。寬廣的非洲大斷谷地帶的河流，在黑森林山和佛日山之間的萊茵河峽谷，以及很多的構造的冲穿峽谷都屬於這一類。

背斜谷，向斜谷和單斜谷常常明顯地出現在山形和構造單元相一致的山區中。上面已經提到過，這些年輕的褶皺構造的例子就是位於麗吉河，巴赫沙河和蘇爾罕達里亞河之間的南塔吉克高地。褶皺高地的割切是按下列次序進行的：首先發生了與構造低地相適應的向斜河谷。在巴赫沙河，卡非爾尼干河和蘇爾罕達里亞河的下流就有這種河谷。單背斜山脈斜面被很多的橫谷（整合的與不整合的）所割切，後者由於向源侵蝕，造成了山道（隘口）並且冲到山脈的對面的斜面。和橫向割切同時進行着山脈的縱向割切。在山脈的軸部最高部分，岩層的穩固性受到破壞、易於蒙受冲刷作用。

背斜谷的發育是這樣的：在背斜褶皺軸部下沉地帶由於向源侵蝕而發生的河谷漸漸向上移到鞍部。在這種情況下，假使褶皺核是由很容易被冲毀的岩石所構成的話，那麼背斜褶皺的鞍部很快地就會被毀壞，而河谷就很積極地發育起來。在有利的條件下，背斜可比向斜谷加深得更多一些。這樣就進行着成爲均夷了的山地的特徵的、地形的“轉換”。背斜谷是非常普遍的現象。在頓巴斯它們尤其著名。此外如托列茲河，納戈爾納亞河等在頓河主流背斜地區流經很長距離的河谷都屬於這一類。

單斜谷和背斜谷一樣，是在褶皺構造的破壞過程中發育成的。流於背斜兩翼地帶， 好像位於背斜谷 與向斜谷之間的 河谷就屬於這一類。 它們是很常見的。 在頓巴斯可見到很多的單斜谷， 位於主背斜南翼的米烏斯河右側支流，格盧赫河就可以作爲此類河谷的例子（圖161）。

向斜谷分佈在構造低地或向斜褶皺地帶。通常它們分佈在山脈之間。



圖161. 馬札爾薩雅單斜谷

在山區中的大部分縱向河谷都是向斜谷。

山區河網的構造是非常複雜的。每一條河流都具有由各種不同地段所組成的河谷。有時候可見到截斷各種不同構造的河流，在不同構造地帶每一段河谷都具有自己的特點。

冲刷任何山區的河系，可能包括上述構造谷的各種類型。在它們的發育中可以看到一定的順序。原生河谷是發生最早因而存在時間也最長的一種河谷。隨着支流的形成，首先形成了沿着地表、順着岩層傾斜方向流動的整合河谷，通常這種河谷是横斷谷。

在侵蝕地形發育歷史悠久的情况下，横斷谷常較它所流向河流的河谷要老得多；在大多數情况下，這種横斷谷是一種繼承谷。

縱河谷也是依着一定的順序而發育的。首先形成了向斜河谷。大多數向斜河谷也發育了屬於横斷谷一類的支流，依着向斜河谷加深的程度進行着背斜鞍部地帶的冲刷，在背斜的鞍部發育了背斜谷和單斜谷。這些河的支流屬於相當次生地形面的斜面的河谷這一類。

知道山區河網形成的順序以後，就可以研究本地區侵蝕割切的順

序：上面最後提到的一點在研究地形年代，冲積礦床分佈與構造，土壤改善，灌溉溝渠的建築等的時候具有極重大的意義。

5. 地下水活動造成的地形

從大氣圈中降落到地面上來的一部分水會滲透到地下深處去。正如上面所指出的那樣，由於地勢、岩石成分、降水的性質與數量等條件的不同，各地方滲透到地下去的水量差異很大。

降水順着地心吸力的方向直流到地下深處。由於地下不透水層的攔阻，水在不透水層的層面上匯聚起來，形成了地下水層。

地下水與地面水一樣，隨着地心吸力的方向，不斷地在流動着。地下水流因爲在岩石顆粒之間流過，受着顆粒阻礙的關係，所以與地面水比較起來流動速度要慢得多。地下水層有巨大的表面割切力，在蓄水層露出地面的地方地下水能噴到地面上來，形成泉水。

地下水在其於地殼中的循環過程中進行着極大的並且多種多樣的地質作用。這種作用在地形上的表現只有當發展到一定的程度以及在一定的條件下才能看出。地下水的機械破壞作用在泉水的附近表現得更明顯。

循環地流動於易於溶解與易於冲蝕的岩石裂隙中的地下水，漸漸將岩石溶濾（выщелачивать），結果在地殼內就會形成很大的空洞，而使岩石的堅固性受到破壞。在這種地方時常發生"漏陷"與"塌陷"的現象。這兩類地下水活動的地形在地質學上就是衆所週知的潛蝕與喀斯特作用的外形。所有地下水對地形的作用在下面地表基本形態與種類表中可以看到：

種　類	形　態
I　地滑現象…………………………	地滑
II　漏陷現象…………………………	小型盆地（поды） 潛蝕漏斗 塌陷 潛蝕原野

Ⅲ 喀斯特現象…………………………
- 溶溝
- 盲谷
- 漏斗
- 天然井與豎井
- 落水洞，水陷
- 坡立谷（полья）
- 溶洞
- 地下河流
- 喀斯特泉
- 喀斯特湖
- 海磨坊（морские мельницы）

地滑地形 地滑是在一定的地質條件下發生的。當蓄水層露出地面時就會發生地滑。當不透水層向河谷微微傾斜時，水慢慢地將小顆粒運走，這樣，在蓄水層上面的岩層就會沿着不透水層的潮濕的層面往下滑（圖162）。地滑的發展是緩慢的， 首先在離懸崖不遠的地方發生裂隙，這種裂隙就是岩石受到破壞的外部標誌。裂隙背向懸崖成半圓狀的凸形。它的寬度隨着時間而逐漸增大，岩石的穩定性受到破壞而開始呈現大量物質往下迅速滑動的現象。這種大量物質的滑動是沿着斜坡微斜地下墜。在滑動的過程中岩石的底部一定比它的上部滑得快，因此滑動面向原生岸微傾斜。

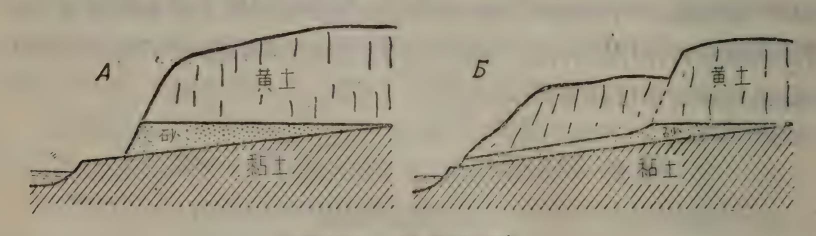


圖162. 地滑的形成

A—地滑前的層位；Б—地滑後的層位

在潛滑體中最初有一部分未經破壞的岩層，它們像原生斜坡的未破壞部分一樣保留岩層的層序。在斜坡下部可以看到水源的地方潛滑

體受到浸濕，就像一支土流一樣沿着斜坡滑動，它的形狀像一個土舌或泥舌，上面佈滿無數的裂隙，這些裂隙或平行或垂直於潛滑體的軸，通常土流的斜面很窄小，它的面上光滑如鏡。

地滑的範圍與形狀是易變的，有些個別的地滑具有一定的形狀，成為地貌學上的地滑地區。典型地滑的形狀好向一個凸向原生岸的半圓的圍場，它的一面的露頭是陡峭的懸崖——地滑的頂肩（плечи），另一面則朝向河谷張開着，它的邊緣向前凸出很遠呈"海角"狀，這是由未經破壞的原生岩組成的。岩石移動而構成了地滑圍場的底部。向着河谷斜坡方面地滑底漸漸下降，結果往往會變成像上面講到的土流。地滑的底部常有比較複雜的微地形，一個個的大岩塊造成了高低不平的地勢。潛滑體往往在這些岩塊上撞碎。在地滑圍場底部的最下部分地下水形成了一些不大的湖泊與沼澤，有時這裏沮洳地（мочары），在地下水附近總生長着濃密的喜水植物。

單獨的地滑在邊緣（контрфорсы）之間的平均寬度達幾百公尺，有時約有1—1.5公里。地滑圍場伸向原生斜坡的距離等於自己寬度的一半。在山區中地滑很少有規則的外形。潛滑體一般都含有極端飽和的水份，因此它們沿着山坡滑下時就像一條一條的泥流或泥滑（оплывин）一樣。

具有上面所講到的這些顯明外形的地滑現象可以在地滑活動不太強烈的地區看到。在一些條件比較優越的地方（此處的條件優越是指不透水層的傾斜度很大，蓄水層厚度大，土流搬運物質的速度較快的地方）地滑發展得非常劇烈而且急速，各個地滑的圍場可以匯合在一起，邊緣沒有清楚的輪廓，而所有的岩石的潛滑體却構成了地滑階地。

地滑階地的面是不平的，分佈在蓄水層的水平面以上。地滑階地與那些在河谷中由於另外成因而造成的階地是不同的，它的面總是比堆積階地、剝蝕階地與潛蝕階地的面被分割得厲害些。除此以外，地滑階地面上岩石層的剖面與原生岸的岩石層的斷面一模一樣，它的結構可以按地滑頂肩的露頭來追溯。地滑階地面總是向原生岸傾斜的。

地滑在地形上與實際上有很大的意義。在居民衆多的地滑區內進行研究有更重大的意義。蘇聯的亞速夫海岸與黑海岸，俄羅斯平原南部諸河的右岸及烏斯特烏特的一部分都屬於地滑區，在黑海岸、高加索與克里米亞南岸等地有規模更大的地滑。

除了現代的這些地滑現象之外，還有時會發現一些古代地滑。這種地滑可以在某些海洋沉積物中看到。這些海洋沉積物的形成條件和現代黑海岸邊地滑地形的形成條件一樣。

研究地滑是具有很實際的意義的。在居住區內地滑帶給國民經濟很大的損失，它能破壞建築物或整城的住宅，阻塞或破壞交通路線。制止地滑發生常常需要使用很多的物質材料。最基本的方法就是分走地面上的死水，截斷或排去地下水。要這樣做首先就必須把水匯聚到地下隧道或下水道，然後排引它們到不能起破壞作用的地方。爲了研究地滑並組織對它的鬥爭，在地滑區域內設有專門的地滑站。

漏陷或潛蝕地形 這類地形是在一定條件的地質結構下發育起來的。漏陷發育的先決條件是要有厚層較鬆的土層，主要是黃土，然後



圖163. 地滑地形帕赫勒河的右岸（維諾格拉多夫攝）

要這些土層含水份不多，這些條件會促進水的垂直循環運動。乾旱地帶的黃土平原完全具備了這些條件。

黃土除了有細泥的成分外，還具有大量易溶解的鹽類。在黃土中容易形成的垂直的節理與裂隙更有利於水的垂直運動。水在黃土層循環地流動着，漸漸溶去了它的易溶鹽份與細小分子，結果就要破壞它的結構與穩定性。滲透水在不透水層上面匯聚起來構成地下水流，它們在河谷的斜坡上就成爲泉水。在水平的地下水流發展的地方，或在具有地下水流盆地的地方潛水面永遠不變處，黃土的漏陷時常具有地貌上的意義。泥土漏陷發展區域內的地表面的特點就是隨着這些條件的變化而變化的。漏陷最普遍、最基本的形式有：小型盆地（поды）、潛蝕冲溝，漏斗，塌陷與漏陷區。

小型盆地（或草原碟形盆地）——這是一種低地，常見於草原的黃土平原之上。它們的外形是橢圓形，四邊是平緩的坡。它們的面比周圍地面低2—3公尺，很少達7公尺。小型盆地的面積並不大，它們的直徑很少有超過50—100公尺的，祇有很少的低地才有幾公里長的直徑。它們在黃土平原的分水嶺範圍內與無水流外洩區內都能得到發展。小型盆地分佈在那些以前曾是暫時聚積流水的，原生的不平處。水滲透到地下後就對鬆軟的岩石起着劇烈的溶濾作用。當地下水盆地的潛水面上的黃土底部久含水份後就促進了劇烈的漏陷作用。因此，小型盆地常具有促進沼澤化與構成閉口湖的條件。

別列科普草原、烏克蘭的黃土平原，西西伯利亞及其他地方等等都是具有小型盆地地形的地方。在這些小型盆地中，德聶伯河左岸的階地上的小型盆地形成了異常獨特的景象。在春天與秋天，那些規模不大的小型盆地更容易看出來，它們形成圓形的小湖，如明鏡般的湖面非常明顯地被黑色的開墾過的草原襯托着。在夏天，小型盆地因長滿濃密的、色彩鮮明的喜水植物而顯得非常突出。在烏克蘭南部的草原上小型盆地時或變成沼澤，正如在德聶伯與伊格努爾茨河之間，以及在別列科普草原上所看到的一樣。

漏陷（潛蝕）漏斗通常形成在橫切黃土岩石的水流的河床旁邊，



圖164. 帕赫勒河下游的潛蝕漏斗（維諾格拉多夫攝）

在那裏漏陷作用進行得很強烈。黃土層因有一部分被水冲走而產生了空洞。空洞塌落的地方就形成了漏斗，它具有一種沉降的形態。它的外形端正，兩邊對稱。它們的面積大約有幾公尺。有時在漏斗的底部有小洞——天然井，它能吸收流入漏斗的水份。

大部分漏斗成羣分佈，它們沿着一條直線而伸展，地下水在深處就與此線平行着流動。在溶濾作用進行得強烈的情况下，地下水流會造成溶洞，洞口位於排水於該地區的河谷的斜岸上。溶洞的長度一般並不大，不超過幾十公尺。漏斗就是成羣地分佈在這些地下溶洞的旁邊，在溶洞裏邊並且有吸水的天然井。在這時所造成的空洞不會保持很久，很快的就要陷落而破壞掉。

隨着鬆土的不斷地被冲走，漏陷漏斗底上的吸水天然井漸漸擴大、坍落，而在漏斗處產生塌陷。

塌陷是一個圓形的凹地（直徑有幾公尺），四周是直立的陡壁。在它的底上陷落下的岩石形成一堆堆的石塊。經過地下水不斷地搬運，使它的底一直掘深到地下水面，同時加大了它的寬度。漏斗與

塌陷羣可以滙合在一起，形成冲溝。漏陷冲溝在最初是閉口的。在塌陷之間有通常爲橋樑狀的堤壩。隨着堤壩的被破壞，冲溝失去原有的形態而逐漸發展成一般的侵蝕冲溝。



圖165. 位於小巴爾漠地方的白堊紀泥灰岩上的黏土喀斯特
（納茨基攝）

在較好的條件下，塌陷的形狀有好多種，它們都分佈在廣闊的地方形成潛蝕原野，這種潛蝕原野有很複雜的面與大的剝蝕面。在許多漏斗之間未破壞的部分具有複雜的脊狀外形。

以上所講的這些地形種類在乾燥氣候的人工灌溉區內發展得特別劇烈。當灌溉水滲透到充滿裂隙的覆蓋沉積層中時，不久就可破壞它的穩定性而繼之造成漏陷現象。在灌溉系統的末端有很大的地下水流，水流的通道中可以看到很多的漏斗塌陷與冲溝。有着漏陷基本形態的漏陷地形廣泛地分佈在中亞細亞，塔什干綠洲地帶，安格林—契爾契克與契爾契克—克列斯的分水嶺處，戈洛德納亞草原及卡爾申大草原地帶。

喀斯特地形 喀斯特這個名字是指着發生於易溶岩石地帶的各種

複雜的地形而言的。它們是經過地面水與地下水的化學作用所形成的，主要是因地下水的化學作用而形成。這種地形因南斯拉夫的喀斯特高原而得名。

喀斯特地形祇能在具有喀斯特形成岩的區域內發育。所謂喀斯特形成岩乃指那些容易受化學風化的岩石而言。分佈最廣的喀斯特形成岩有石灰岩、石膏、鹽及諸如此類的岩石等。在石灰岩中喀斯特分佈最廣。喀斯特形成的過程大致如下：雨水降落到分佈着喀斯特形成岩的地方後，就對後者發生作用，它們沿着岩石面流動，並且順着岩石中的裂隙滲透到地下深處去。在具有喀斯特化岩層的地區中，喀斯特的發育與岩石的露出地面與否及是否爲其他岩層所覆蓋以及覆蓋岩層之厚薄並無關係。在喀斯特化的岩層伸出地面的地方發育着地表的或裸露的喀斯特。而在喀斯特化的岩層位於地下深處的地方則發生了覆蓋的或深成的喀斯特。依照這些特徵並按照它們的主要分佈地區。前者又叫做地中海型喀斯特，後者叫中歐型喀斯特。

地表喀斯特的地形比較更多樣化些，它發育於裸露的喀斯特化岩

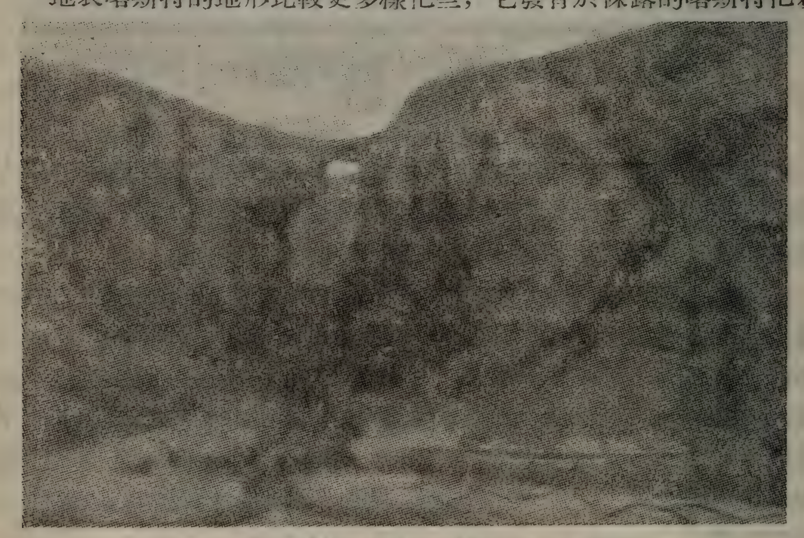


圖166. 烏茲博依河床上的"橋狀"黏土喀斯特
（維諾格拉多夫攝）

層之上而不論這些岩層的存在條件如何。屬於地表喀斯特現象的有溶溝、盲谷、溶斗、天然井（或豎井）及落水洞等。

溶溝的分佈面非常廣，其外形及大小各各不同，隨着喀斯特地形的發育階段，喀斯特化岩層的成分，地形的一般特點，岩石的構造裂隙與剝蝕裂隙等條件的不同而改變。在純石灰岩的面上溶溝的形狀最爲典型，它們的表面經過了不均勻的溶化而被摧殘成高低不平。這種不均勻的溶化作用，在有水流入的窪地中進行得更劇烈。溶溝面上的不平程度由數公分到數十公分不等。在低窪的地方也和高峻地段及山脊一樣具有不平的外形，不過它們並沒有尖峯與隆起。

純石灰岩的溶溝的頂部與溝坡，外形或多或少是對稱的，而且大小相同，當石灰岩裏含有其他不溶的混合物時，溶溝的形態就會改變。那時石灰岩中不溶的一部分就突出在岩石面上呈各種不同的高起狀。



圖167. 新西蘭的喀斯特面

在露出地面的石灰岩面上，溶溝構成了石灰岩山區地形上的特點——溶溝原野。

溶溝的特點隨着時間而改變。由於水的溶解能力，石灰岩中的裂隙擴大，溶溝的脊部就會失去原來的輪廓，於是岩石就逐漸分解爲許

多雜亂無章的石堆。這種石灰岩的亂石面在喀斯特地區內最常見到。在山麓地段由於完全不生長植物或生長得很少，溶溝面常常很顯著地顯露出來。

喀斯特漏斗是一種窪地，通常都具有規則的外形。它們的規模是大小很不一定的。有些漏斗有幾十公尺深。越近兩端則越狹窄，往往到深處盡頭祇見一裂隙而已。漏斗的四壁，有時因具有溶溝而顯得很複雜。漏斗裏時常爲風化物所填充，它們會阻塞漏斗中的裂隙並擋住水流。因此在漏斗中時常會積成圓形的喀斯特湖泊，湖泊的面積不會很大，但很深（圖168）。位於雪線下面山區中的喀斯特漏斗中有時全年積雪。漏斗通常是成羣分佈的，它們之間大半都是有平滑的山頂與山崖，因此就使得這種地形的發育區域內具有荒凉及崎嶇難行的地形。



圖168. 克里米亞雅依拉的喀斯特漏斗（維諾格拉多夫攝）

盲谷跟漏斗有些相彷，是沿斜坡流下的雨水的滙聚地。盲谷的坡通常是兩邊不對稱的，而且上面有溶溝。按照某些學者的意見，盲谷是通常的河道網的殘跡。這種河網是由於曾充滿流水的空洞頂坍陷而被破壞的，那些坍陷的地方時常形成天然的豎井。

喀斯特化岩石中的垂直裂隙逐漸擴大後就會變成喀斯特天然井。井的直徑可以有1—2公尺長。如果它的直徑再加大，就會變爲豎井。豎井的深度可以很大。例如，南斯拉夫的克拉茵地方的最大的豎井，它們的深度是70—80公尺，直徑是8—10公尺。最深的喀斯特豎井——在特里耶斯特，靠近特魯比奇城的所謂林德涅爾溶洞，它的深度是323公尺。喀斯特豎井與喀斯特天然井的所在地總是吸取地面水的地方。有時分佈在河谷河床上的豎井與天然井可以吸盡所有的河水，這種吸水的天然井叫落水洞或水陷。

斗淋（долины）是一種分佈很廣的喀斯特地形，它的特點爲其規模與外形都容易發生變化。典型的斗淋是一種漏斗狀與盆狀的低窪處（直徑10—200公尺）。有時它的直徑達1000公尺，或1000公尺以上。其他的喀斯特地形，如豎井狀的與直立的溶洞、場陷等也屬於此種類型。在這些斗淋的主要類型與上述的漏斗之間有一些過渡性的地形。斗淋就是通過這些過渡性的地形而與坡立谷相連接，坡立谷是一個寬闊的橢圓形的閉口低地，其面積自2—10平方公里至100平方公里或100公里以上。例如，在西博斯尼亞的利瓦尼坡立谷就有379平方公里之大。格爾釆戈文的波波夫坡立谷的面積是181平方公里。這些喀斯特原野的形態的變化是很大的。坡立谷時常以很高很直的石灰岩崖與其四周的地方相隔離，有時它的兩坡比較平緩。坡立谷的底通常是很平的，上面蓋有一層很厚的冲積土，有時也有很多裂隙、落水洞與漏斗。

當大量雨水流入谷內時，坡立谷有時充滿了水而形成暫時湖泊盆地。坡立谷中的水常能整年地停留在谷內，這時就形成了普通的喀斯特湖泊；但大部分的喀斯特坡立谷是長年乾涸的，因爲流進谷內的水會很快的被無數的落水洞吸盡。

上面所講的一些喀斯特地形大多是在地形容易變化的區域內發生的。這裏的坡立谷一連串地沿着斷裂線伸展着。不過對於坡立谷如何形成這個問題我們現在還不夠充分的闡明。但是大地構造能夠創造喀斯特坡立谷的構成條件這個講法是無可懷疑的。構造裂隙的存在使得

分裂的石灰岩會在雨水的作用下很快的破壞。

典型的喀斯特地形通常都是死氣沉沉的，堆積起來的石灰岩堆與很少有植物生長着的斜坡構成了一片荒漠的景象。這樣的喀斯特地形常見於地中海地區，所以被叫做"地中海型喀斯特"（無覆蓋的喀斯特）。在歐洲，喀斯特地形特別典型的地方有巴爾幹半島，愛琴海羣島及法國的侏羅山等處。在蘇聯的克里米亞、烏拉爾、中亞細亞及其他一些區域內典型的喀斯特地形也很發育。

隨着喀斯特化岩石的破壞程度，它們的表面逐漸爲破壞產物所覆蓋（風化殼），這時表面喀斯特地形的發育就漸漸地終止，喀斯特就成爲覆蓋喀斯特。覆蓋喀斯特的基本形態也是多種多樣的，其中分佈最廣的有溶洞、地下河流、喀斯特泉等等。

溶洞是喀斯特化岩石內部的空隙的各種形態，它的大小與外形是很多種多樣的，最普遍的是袋狀的與通道狀的空洞，它們往往達於岩石下面很深的地方。

溶洞在各種岩石中都可生成，它的成因也是各不相同的。喀斯特溶洞大半位於石灰岩、石膏與岩鹽等岩層中。它們是由於地下水擴張了岩石中的裂隙而生成的。溶洞有各種各樣的形狀。如盲洞——它祇有一個入口，越到深處洞變得越窄小，最後終至封閉狀態。也有一種叫露面洞，或稱通穿洞，它有幾個洞口。

地下喀斯特的空洞，時常是乾的；它們裏邊的一些洞穴是由各種寬狹不一的通道參差形成的通道，因各入水口底部的水平面不同而高度不同。有時喀斯特溶洞中會有地下水自岩石裂隙滲入。這時溶洞就變得濕潤。水慢慢地從溶洞的頂部與四壁一滴一滴的落下來。這些水滴就形成泉華般的東西（主要是由碳酸鈣構成）——石鐘乳與石筍。當它們銜接起來的時候就構成了石灰質的石柱，這些石柱往往會將入洞口或者它兩旁的支洞堵塞住。這時要是洞內有地下水支流的話，就會形成地下湖泊與地下河流。

喀斯特溶洞有它特殊的氣候特點，這種特點隨着洞內小空穴與入洞口的高度之間的關係而變化。假使溶洞內有很多小孔，那麼空氣就

可以在洞內不斷地交流，這樣，洞內的溫度就可以和洞外同樣地升降。如果這些小孔的位置比入洞口高時，則溶洞就會在夏天把熱空氣聚積起來，它的平均溫度總要比洞外高一些。這種差異在冬天表現得尤其顯著。這種溶洞稱爲溫洞。相反的，如果小孔位在入洞口下面時，那末因爲溶洞在冬天的時候貯滿了冷空氣，洞內的溫度就要比洞外低很多了。這種溶洞叫寒洞。只有盲洞才能成爲"溫洞"與"寒洞"。在寒洞中時常會結冰，有時這種冰會整整保留一年而不融化。像莫洛托夫區著名的崑古爾山的大冰窟就是寒洞的一個很好的例子。

溶洞與其他的喀斯特地形一樣，在山區裏比較多一些。在平原上溶洞的發育條件較差。在那些因大地構造變動而劇烈變形的石灰岩成層很厚的地方，溶洞特別多而且規模很大。在北美的肯塔基州內石炭紀石灰岩中的大溶洞也是很著名的。還有世界最大的喀斯特溶洞——猛獁溶洞，它連所有的支洞在一起共有200多公里長。

在歐洲，喀斯特溶洞發育得最普遍的地方是南斯拉夫克拉茵地方的喀斯特高原。在這裏有歐洲最大的溶洞——長度在20公里以上的波斯托依坑。還有侏羅山區、阿爾卑斯山及比利時的石炭紀石灰岩等地的大溶洞也是很著名的。在蘇聯的喀斯特地區內也有一些大溶洞。在高加索及克里米亞境內侏羅紀石灰岩中的大溶洞，以及烏拉爾、中亞細亞山脈中的溶洞都很著名。

地下河流　在喀斯特地形發育得劇烈的地方幾乎沒有地表水流。雨水降落到地面後在很短的時間內就會沿着裂隙滲透到地下去。那些穿過喀斯特地區的，數量不多的小河流大半是沒有支流的，同時它們的水量由於沿途的不斷流失而遞減着。

地下的水逐漸匯聚在岩石的裂口處，停留在不透水層的上面。順着溶洞的裂隙與底部斜坡的傾斜方向，地下水匯集成爲水流，這些水流有時會變成河流。河流在地下流過了一段距離，然後重新再鑽出地面，形成水量很大的泉水。

世界各地都有喀斯特地下河流。如巴爾幹半島的喀斯特地區內就有很多的地下河流。在特列斯特的喀斯特區內，有皮烏卡河（波依卡

河）。在隱沒在白堊紀石灰岩間的阿傑爾斯別爾格地方有波斯托依坑。（圖169）。此外，在普蘭寧納坡立谷的普蘭寧納洞中，河流在地下沿着一條直線向前流過9公里遠後又重新露出地面。



圖169. 皮烏卡河（波依卡河）地下河流的圖解

普季克、馬爾杰耳及施米德爾三人曾經調查過阿傑爾斯別爾格與普蘭寧納兩地間的皮烏卡地下河。他們查明，這條河流在2400公尺左右的中流處構成了曲管（сифоны），所以人不能够鑽入。普蘭寧納洞中的水流是皮烏卡河的支流——這是一條起源於齊爾克尼茨坡立谷邊區卡爾洛夫克落水溶洞的溶洞河流。這一條支流有900公尺長的一段曾被調查過，其餘的1200公尺就沒有被調查過，再下去有1800公尺長的一段又是經調查的。

多瑙河也有地下河流，它的水在伊明琴根地方沿地下裂隙滲入地下，有12.5公里長的一段在地下流動。此後又流至地面成一支有力的水流，並且構成了名叫赫高斯阿阿赫的湖泊。

在高加索有很多著名的地下喀斯特河流。西格魯吉亞境內的沙奧拉河、契舒拉河尤其龐大。沙奧拉河的水源在庫塔伊錫東北的納克拉

爾山脈的北坡上。在沙奥拉盆地中河流消失在石灰岩的裂隙中，經過了二公里後它又從地底下鑽出地面，成一個很大的水源，這就是沙拉烏拉河。契舒拉河消失在山洞中，它在這個山洞中流過的距離大約有250公尺遠。在烏拉爾也有大量的地下河流，但還未好好地調查研究過。

喀斯特泉與喀斯特湖 在喀斯特形成岩的裂隙中循環流動的喀斯



圖170. 阿爾那日喀斯特溶洞內的拉布伊什地下河

特水，其水面常有很大的升降。這是因爲大部分喀斯特泉的水源是由雨水供給的緣故。在每年乾旱的季節，它的噴水量大大地減少，甚至有時會乾涸。而相反地，在雨季時噴水量就增大，同時常將地下空穴灌滿。

這些易變的泉水時常分佈在喀斯特地區。而以地下深處的地下水作爲泉源的喀斯特地區邊緣的泉水則又是另一種類型。這種泉水的特點即在於噴水量永遠是大的，同時在水噴出處形成很大的水流。此類的泉水通稱伏克柳茲❶。通常這些泉水在很大的水的靜壓力之下從平的露面洞或直立的豎井與天然井中流出。假使泉水從直立的天然井中流出，那麼它會破壞水道的四壁而構成又大又深的水盆地甚至於構成一個湖泊。

喀斯特湖的特點是它的湖水澄澈，呈淺藍色或淺綠色。在喀斯特區域內它們的分佈很廣。可以作爲這種湖的代表的有位於北高加索的巴耳卡爾捷列克流域的戈盧博耶湖（天藍湖）。這個湖位於一片非常美麗的山地裡。它的面積很大。它共佔地14,700平方公尺，流出湖水的漏斗狀窪地有258公尺深。從湖泊裏流出的河水每秒鐘裏有0.9立方公尺的流量。赫高斯阿阿赫湖也有這樣大的規模，它起源於多瑙河，在地下流過一個時期後再度流至地面。在這裏形成一個面積達2000平方公尺，深達12公尺的大湖。在烏拉爾、中亞細亞、列寧格勒省及斯大林格勒省及其他省內都有喀斯特湖。

海磨坊（морские мельницы） 在瀕臨喀斯特地區的海岸處有一些奇特的現象，在這些條件下在海面下可以看到淡水的出口。假使這些泉水是很大的話，它們就會在出口處將海水冲得很淡。在達爾馬京海岸處就有這種很著名的、水量很大的泉水。這裏有時也會發生一種非常奇怪的現象，叫海磨房（圖171），當地下河流從低於海平面的裂隙中流出，而這裏還有其他裂隙存在時，就會發生奇異的水的循環，這是由於流出的一股水流把其他與海相通的裂隙中的水吸出，使海水洶湧

❶伏克柳茲（Воклюз）係因法國南部的伏克柳茲泉水而得名。

地流入這些裂隙中所致。在這些地方，在海面上發生了極大的漩渦。

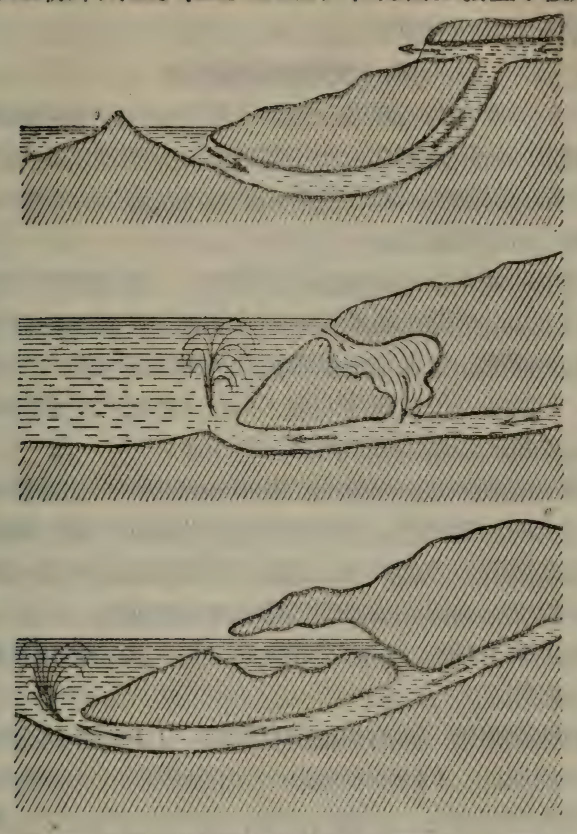


圖171．海磨坊的類型（依照舒金所著書中的插圖）

最著名的"海磨坊"位於伊昂尼群島，在靠近阿爾戈斯托爾茨城的刻法林尼亞島上有兩個海磨坊尤其著名。那裏的水流很猛烈地衝入海底的大裂隙中去。在伊斯脫利雅的海岸旁也有類似的現象，如鬼井（чертов колодец）。

一般的喀斯特地形的發育是視地下水的位置而定；假使在喀斯特地區地下水位於很深處，那麼喀斯特現象就處於比較劇烈的發育階段，它的地形也就有更有力的變化。相反的，假使地下水處於不深的

地方時，那麼喀斯特的發育就比較慢，喀斯特發育的方向依地下水面的高低與地下水的動力而定。

6. 大陸停滯水地形

所謂大陸停滯水乃指匯聚在地殼上低窪盆地中的積水而言，這些盆地中的積水的面積是極爲大小不等的。在某些地區內它呈現一個大湖狀，如裏海與鹹海等，而在另外一些地方它的大小就根本不超過中型地形與微型地形的範圍。

盆地積水的產生是由於地面上有窪地，在裏邊聚積了地表水或地下水。所以要知道停滯水盆地岸的原生結構情形像知道它的水文特點時一樣，祇要研究一下低地的特點與生成的情況就夠了。不過隨着時間的進展，不斷地作用在四周凹地上的流水改變了它們的特點，使它們賦予新的外貌，形成了湖泊地區。

形成湖泊或沼澤的一般原因是具有一些地形上的適當條件，首先要有相差不大的相對高度，同時要沒有入海水流；第二個同樣重要的先決條件就是要有大量的雨雪，這樣才可能使地表的積水匯聚起來。

我們可以從兩個觀點來研究停滯水盆地與湖泊——第一按照它們共同的地理要素去研究，第二從湖泊盆地的起源去研究，或者從水的水文特點去研究。

湖泊的地理要素　湖泊的地理要素是：（1）湖泊的位置；（2）在地理上的緯度；（3）絕對高度；（4）面積；（5）深度；（6）體積。所有這些因素決定了湖泊的特點。湖泊的特性主要是與當地有湖泊的地區的氣候有極大的關係。構成湖泊的流水的起源，和它們的水文特點主要決定於氣候特點，還有這些流水的分佈情況也有一部分決定於氣候特點。譬如，在乾燥氣候地帶中，湖泊的存在與其水量的供給等條件自然是和氣候潮濕地帶完全不同的。在這兩種不同的地帶中，湖岸的外形及湖泊的一般地貌特點極不相同。

湖泊分佈的地理緯度有特別重大的意義，它可以決定湖泊內的溫度情況，而這種溫度情況又足以決定湖泊的一般自然地理特點。譬如，在荒涼的平原環繞下的許多苔原地帶的湖泊，看起來是和位於熱

帶森林地的湖泊完全不同的。

湖泊的絕對高度也有同樣重要的意義。山間湖泊的溫度條件就和低平原上的湖泊不同。此外，湖岸的輪廓與地形的主要形式也因絕對高度的差異而極不相同。

湖泊的面積也是大陸上停滯水地形的主要因素之一。它首先表現在一般地形的構造中。盆地內水的運動力與兩岸的變化動力直接由盆地的大小而定，湖泊的深度也具有同樣的意義。其他的湖泊地形上的因素起着比較次要的作用，它們主要是影響到一般的水文上的特點。

湖泊盆地按照自己的成因可以分成好多種類。主要的湖盆地是構造生成的，侵蝕生成的及堤壩生成的等數種。在這裏必須注意：並非所有這些盆地都能變成湖泊。

構造盆地：是一種分佈很廣的地形，在褶皺區及斷層區內所形成的大部分大陸上最大的湖泊盆地屬於此類。這樣的盆地也有很少的時候發生於向斜褶皺中。通常大的構造盆地是在地殼大斷裂地帶形成的。在這些地方每一個凹地成爲一個地塹。構造盆地的底部可以大大的低於洋面，大陸上的這種地形叫做窪地。有時這些窪地——無水流外洩平原中的最低的地段——是乾涸的。過去是湖泊，而現在乾涸了的構造盆地在中亞細亞可以看到很多。在這裏面以薩雷卡麥什凹地最著名，在第四紀後期阿姆河曾灌注於其中。在烏斯特烏特高原，克塞爾庫姆、卡拉比爾、西藏及其他地方也有許多乾旱的盆地。

通常所有的構造湖泊面積與深度都很大。它們的水文特點極爲多種多樣。有些構造盆地內充滿鹽水（例如世界上的大鹽湖——裏海與鹹海），但大部分湖泊還是充滿淡水的。此外也有閉口的構造湖、無口構造湖及流動構造湖等。構造盆地或湖泊的形態決定於斷裂的方向及造成盆地的褶皺分佈位置。湖岸地形的特點除了決定於岩石成層的特點外，與其成分也頗有關係。

按水的來源說，構造湖可分爲殘海湖及海成湖兩種，後者是靠流水、雨水供給水源的湖泊。殘海湖是位於內陸海最低處的殘餘的海盆地，內陸海與大洋的聯繫因爲在聯結內海與大洋的海峽處發生構造隆

起所以被破壞了。在蓬蒂期裡海盆地的邊緣就曾有過這樣的條件，因此在第四紀末期在它那裏就隔出了湖—裏海。這種成因的湖泊裏有鹽水存在，在它的水溶液中含有通常爲海水所含有的鹽份。但湖泊中也有地面水流入，因此在與海水的鹽份相比之下，它們又可分爲淡化湖與鹹化湖。隨着時間的進展，淡化的海成湖在冲滿淡水之後就被冲得很淡。

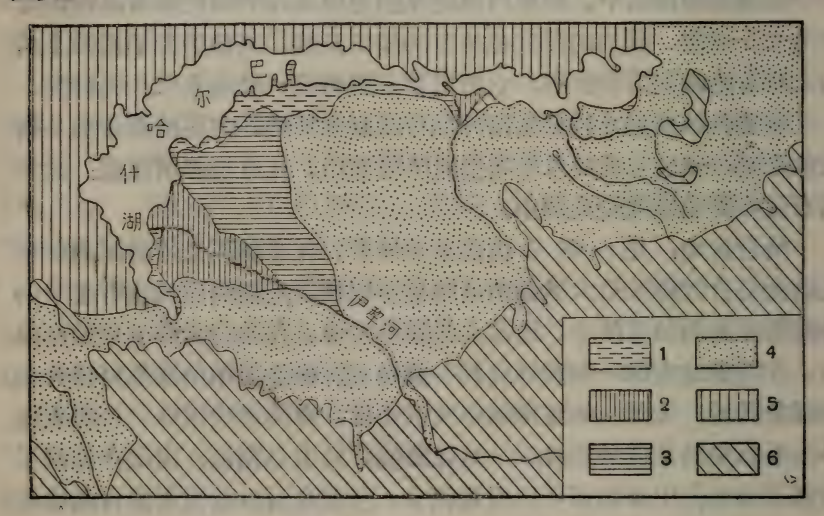


圖172. 巴爾哈什附近的地貌簡圖

1—第一沼澤階地；2—現今伊犁河的三角洲；3—古代伊犁河三角洲；4—古代巴爾哈什湖階地；5—哈薩克丘陵地（準平原）；6—山區

在大陸上構造盆地中所形成的湖泊往往充滿雨水而成爲淡水湖。最有意義的構造湖有山間湖，如巴爾哈什湖，伊塞克庫爾湖。還有塌陷湖如貝加爾湖，拉多加湖，奧涅加湖，科拉半島和北美的許多湖泊及東非的斷裂帶的大湖區等。巴爾哈什是褶皺區內一些最大湖盆地的代表。

巴爾哈什湖佔有哈薩克斯坦的褶皺區，及塔爾巴加泰山脈以南，楚河伊犁河間的山脈以東及天山北面與西北面等地之間寬闊的山間窪地（圖172）。有幾

條河自東南方流入湖中，其中包括巨大的伊犂河。巴爾哈什湖是一個被隔絕了的盆地，從第三紀起就與海失去了聯繫，它的水面變動很大，它的兩個很大的湖階地就是很好的證明。由砂土構成的古代湖階地一直伸展到天山脚下。它的生成期是在北半球上最大的冰期時代相當於裏海鹹海海侵時期。巴爾哈什的低的湖階地位於湖面幾公尺之上。這個低階地佔有東南沿岸的寬闊的地帶。按生成期來說這個湖階地屬於第四紀後期，大概相當於裏海的赫華倫海侵時期。當時伊犂河裏沉積成一個很寬闊的古老三角洲，這三角洲的面積比現在大好幾倍。

第二個山間湖例子是伊塞克庫爾湖。在第四紀時在穆雲庫姆沙漠、戈洛德納亞草原、費爾干納、庫爾朱克套及中亞細亞的其他區域內都曾有過類似巴爾哈什的湖泊。

世界上最深湖泊之一——貝加爾湖是地塹式湖泊的代表。它位於一個很寬闊的斷層凹地裏，這個斷層凹地現在還在發育着，這可以以那裏發生的地震來證明。屬於這一類型的湖泊還有列寧格勒省的一些大湖——奧涅加湖與拉多加湖。這些湖岸上各有幾個湖階地，它們證明了在距今不遠的地質年代中，湖面要比現在高一些。由古老的結晶岩石所組成的北岸爲陡峭的、難以攀登的懸崖所折斷，使湖岸線的外形更爲複雜。

圖173. 伊斯庫爾湖

在火山區的火口湖是非常有趣

的，它們通常位於死火山的火山口的凹處（圖175）。

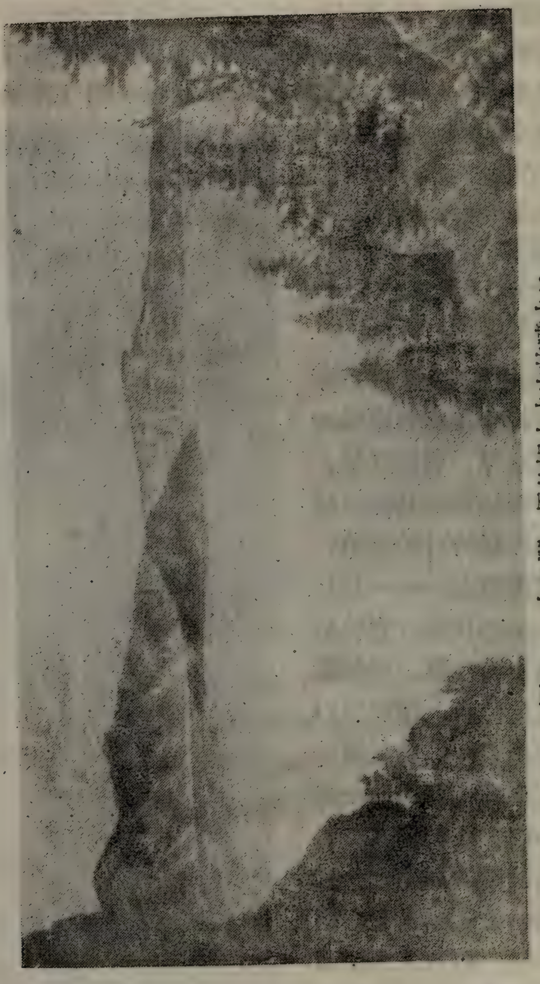


圖174. 火口湖、馬扎姆大火山的噴火口
在湖中間的小島是由火山灰構成的

大部分構造湖的湖面的升降是隨着氣候的特點而定的。在降雨量和降雪量增大時湖面就會升高，反之，在乾旱的季節湖面就會大大地降低。

侵蝕湖盆地是湖泊中分佈最廣的一種。它們的面積與深度不大。

依照侵蝕湖盆地的成因可分爲冰蝕湖盆地、河成湖盆地、漏陷湖盆地、喀斯特湖盆地及風成湖盆地等。

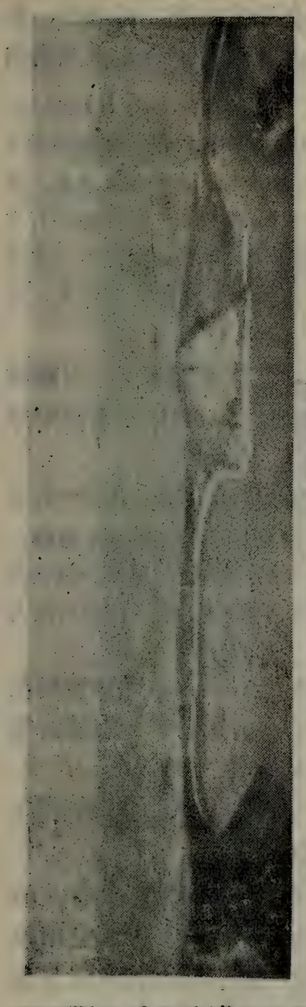


圖175. 火口湖的形狀

冰蝕盆地發生在强烈的寒凍風化區域及冰凍帶內。在寒凍風化地區內湖泊形成於雪線以上的冰斗窪地之中。冰斗湖大部分在山區中，它們的特點是面積不大，呈圓形。冰川刨蝕湖在過去有過大陸冰川的地方分佈得特別廣。在這裏湖泊的數量是如此之多，甚至造成了獨特的湖泊地形。這樣形成的凹地總是向着冰川運動的方向伸延的，它們的外形是圓的。屬於冰蝕湖的有列寧格勒省、波羅的海附近、北美及其他地方的大部分湖泊。

由於流水作用所造成的河成盆地其數量也是很多的，它們都分佈在河流活動較遲滯的地方。相對地說它們具有不大的面積及易變的外形。時常可以在河谷中見到的、分佈很廣的河漫灘湖泊（牛軛湖），也屬於這一類的侵蝕湖泊。

由地下水活動所造成的盆地——漏陷盆地與喀斯特盆地，分佈在岩石構成的一定區域裏，這些區域內的岩石不斷地受着溶濾與喀斯特形成作用。這種盆地不大，呈圓形。

風成盆地的分佈區域比較小，大半是在半乾燥或乾燥的氣候地帶內。它是一種圓形和橢圓形或按風向延展的閉口低地，四周爲不高而平緩的湖岸所界限。這些不大的低地久而久之即爲雨（雪）水充滿。

形成於水流被堵塞地方的堤壩湖是一種地表的奇怪地形。它與深入地面、同時是地表低地的侵蝕盆地的區別在於它是屬於正地形，是由於河谷的水面再次上升而構成的地形。在山區時常會發生水流堵塞現象，這是因爲山崩而將河谷堵住的緣故。

堵塞的範圍可以很大。在帕米爾有最大的堵塞湖。在1911年當地震時發生了所謂墨爾加布河谷堵塞的現象。當時崩塌的岩石有幾百萬立方公尺之多，造成了一座高650—750公尺的堤壩。在堤壩的上面形成薩雷茲湖，沿河谷長有六十多公里，有些地方深五百多公尺。最近湖面尚有升高。現在注入湖中的水流與消耗的水量已經平衡。今後，隨着堤壩的破壞，水流的外洩量還要增大，湖面可能開始低降。

屬於此類的湖泊差不多在每個山區都有，只是面積不大，吉薩爾山脈中，這類湖泊的數量尤其多。世界最美麗的山間湖伊斯康德爾庫爾也是由堤壩形成的湖泊（圖173）。

按謝爾巴科夫的描述在湖的四周高聳着終年積雪的山頂，這些山頂被好多峽谷與嶂谷所割裂，在嶂谷的底裏急流着小河。山谷中還有冰川流過的痕跡，冰川使盆地具有槽谷的形式（幽谷）並將尖峭的山頂磨成較低的山脊。這些山谷各方面與深的湖盆地都很相似，在東北部具有比較緩和的地形。這裏有由大山崩所造成的天然堤壩，幫助水流入湖中。

伊斯康德爾—庫爾的湖面過去比現在還要高一些。明顯地突出在四周山坡上的古湖岸線證明了這一點。從湖中向外流着伊斯康德爾達里雅河，它的水流冲破了古堤壩而造成了出水道。

屬於堤壩湖的還有沿欣克河的諾文湖（在吉薩爾山脈的西北部）南帕米爾的雅希爾—庫爾湖及高加索的里察湖。

從地質學觀點看來，上面所講的這種山間湖泊的類型，其存在的時期是很短的。由於湖的四周都是些高聳的陡峭的山坡，因此它形成了岩石破壞後所產生的碎屑鬆物的堆積處，這些碎石或隨着河流運進湖中，或自己一堆一堆地從斜坡上滾下來成爲巨大的岩堆。漸漸積滿後，湖盆地就逐漸轉變爲被河流的深的嶂谷所割切了的、高的山間平原或河谷平原。

堤壩湖除了可以由破碎的岩石堵塞而成外，也可由火山熔岩、冰

川、水流兩側的層積堆等堵塞河谷而成。南高加索的謝凡湖就是有趣的堤壩湖之一例。第三紀時，在今日的湖泊的所在地曾有過一個構造窪地。在第三紀末這條從窪地中流出的河被熔岩流堵住了，結果謝凡湖便具有現在的形狀。

湖盆地的演化 所有或大或小的充滿水的低地都要經過同一的發育道路。

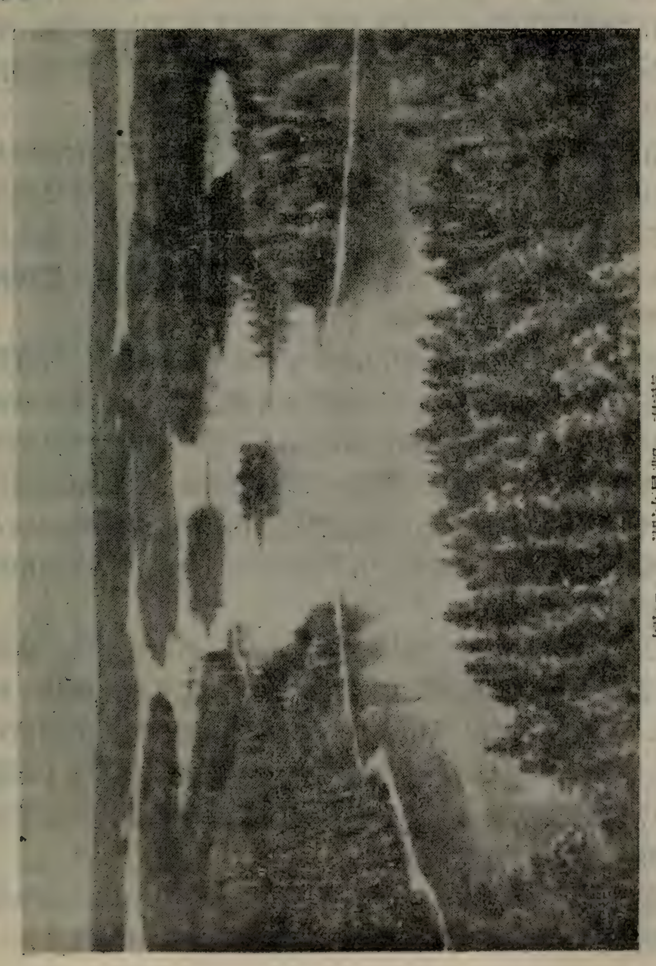


圖176. 湖泊景觀，芬蘭

在落潮線（урезо）以上的一部分湖岸叫沿岸地帶；它大概可分兩部：（1）旱岸，（2）淹沒岸或淺灘。乾旱了的湖底叫湖泊平原。

旱岸（或上部的岸）具有湖浪冲蝕的痕跡，它是在水漲到最高點時才受到湖浪作用的。這裡時常可以看到浪蝕階地，這種階地形成過程中浮冰起的作用很大。

在沿岸的地形上，起着最大作用的是淺灘，淺灘可由冲蝕作用造成，也可由沉積作用造成。冲蝕淺灘是在原生岩石中形成的，它是湖岸原生岩石受到剝蝕作用而形成的階地狀的剝蝕區。這樣的剝蝕區通常分佈在穩定的岩漿岩與變質岩中間的構造湖岸上。

沉積淺灘是由鬆散的碎石聚積而成，從上面看起來它好像是以較陡的坡度向湖盆地傾斜的一塊平地，其傾斜程度依着構成淺灘的碎石大小而定。假使淺灘由較大的碎石構成時，它的傾斜度一定大些。當湖泊中水面降低時，淺灘就升起而形成湖泊的堆積階地，這種階地在大部分湖泊的沿岸一帶可以見到。

因湖岸遭受破壞後落入湖中的或由河流運來的極小的岩石顆粒都會沉到湖的最深處去。由於鬆軟物質的不斷沉積，湖底逐漸變得平坦，湖泊也一天天的變淺起來。由於這樣，它的水文特點及生活在水中的動植物也都會發生變化。湖泊的漸漸變淺容易使湖泊沼澤化，並且進一步會使湖泊完全消失。在這種情況下，過去是湖泊的地方就會變成一個乾涸的凹地，或者成一片完全平坦的平原。在湖泊地區內湖泊平原的分佈是很廣的。

在正常的條件下，每一個湖泊都是地形上的過渡形態。依照一位學者的結論，湖泊的平均深度越小，它的消失速度也比較快。由於水流將河床不斷挖深，因此堤壩湖水比岩石構成的盆地上的湖泊容易洩盡。那些不依靠地表水供給的湖泊（如喀斯特湖，火口湖）就幾乎不可能含有山上水流所載運的冲積土；但由於它們水量的蒸發超過了供給，這些湖泊就很容易消失。

可以這樣講，在正常的條件下每一個湖泊都是一種很快的過渡形態。在孤立的凹地中水的匯聚說明了排水系統的組織還未健全。大陸

地形的發展有這樣一個趨勢，就是使降落到地面的水匯合成水流後沿着河床在一定的傾斜度下流向海中。

沼澤 沼澤是一種特殊的地形，它們的分佈很廣，在地形的構成上起着很大的作用。到目前爲止人們對於"沼澤"雖然都懂得一些，但到底是認識得不够具體的。1934年水文學院所召開的沼澤測量會議

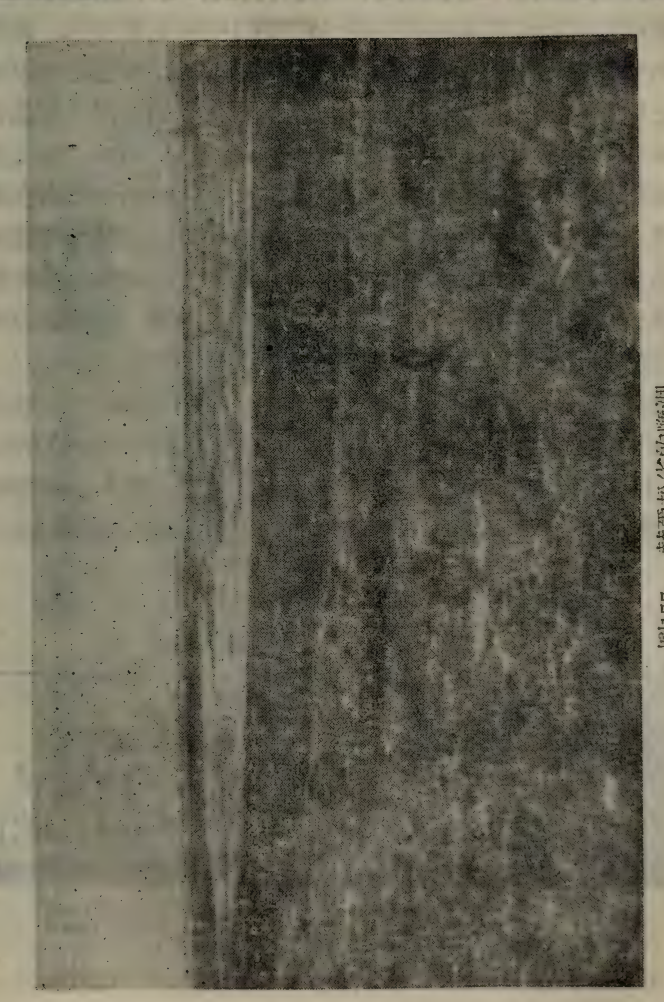


圖177. 赫爾松省的鹽湖

上，曾以如何確定沼澤的定義作爲議題。這次會議給予沼澤以如下的定義:

"沼澤是地表上過於潮濕的地段，在它的面上覆蓋一層深達30公分以上的濕泥煤與20公分深的乾泥煤"。

"在自然形態下，沼澤是地理的景象中的一個特定的單元，它是由於地表的經常的或持久極長的過濕現象而生成並發育的，沼澤中所以有植物生長及產生泥煤的土壤作用等特性也就是因爲這個原故"。

杜巴赫（А.Я.Дубах）認爲"……自然形態下的沼澤含有爲其本身重量89%—94%的水份，而乾物質的含量祇是11—6%，因此沼澤自然可以成爲蓄水池並且類似湖泊，但沼澤中水運動的條件與在湖泊中完全不同，沼澤中的水是與泥煤中的乾物質有關的。因此在任何的乾溝中水的含量都不能被減低到85%，祇有蒸發作用才能引起泥炭土中水份的減少。因此我們也可以說沼澤是含水的湖泊，也可以說是含有90%的水份，祇有10%乾物質的陸地"。

沼澤是由於以下幾個原因而形成的：（1）湖盆地的衰亡；（2）地下水面不深；（3）山洪（пазодковая вода）的停滯不流；（4）無外洩水流地區中雨雪水的停滯；（5）吸水有機物的堆聚（苔蘚沼澤）；（6）海灣口填塞（近海泊澤或鹽浸沼澤〔марши〕）。

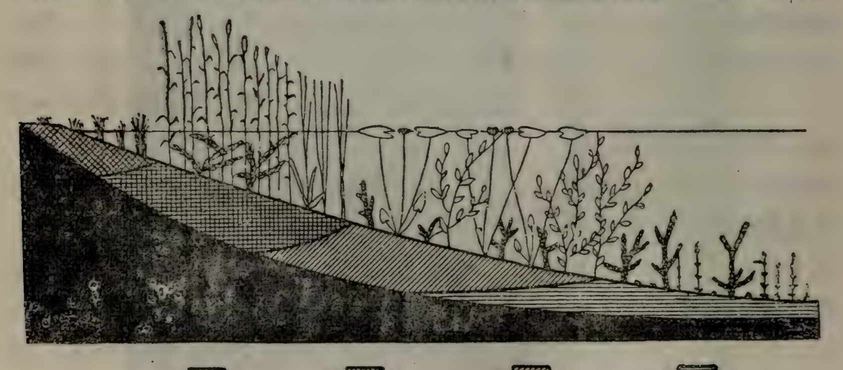


圖178. 衰亡的湖泊（按雅科甫列夫）
1—白馬管屬植物泥煤；2—蘆葦泥煤；3—腐植泥煤；4—腐藻煤岩

湖泊地形上的特點視水的供給情況如何而定。

由於湖盆地的衰亡而造成的沼澤，在地理上說來是位於湖泊地區的。湖泊中沼澤植物發育及大量有機物或有機物分解後的產物在湖泊中堆聚，乃是湖泊沼澤化的象徵。沼澤植物起先在近岸處生長，漸漸發展到整個湖泊。通常湖泊部分總是處在程度不等的沼澤化階段中。有時這種沼澤中的植物會滿滿地蓋住沼澤，而在它們下面的沼澤可能

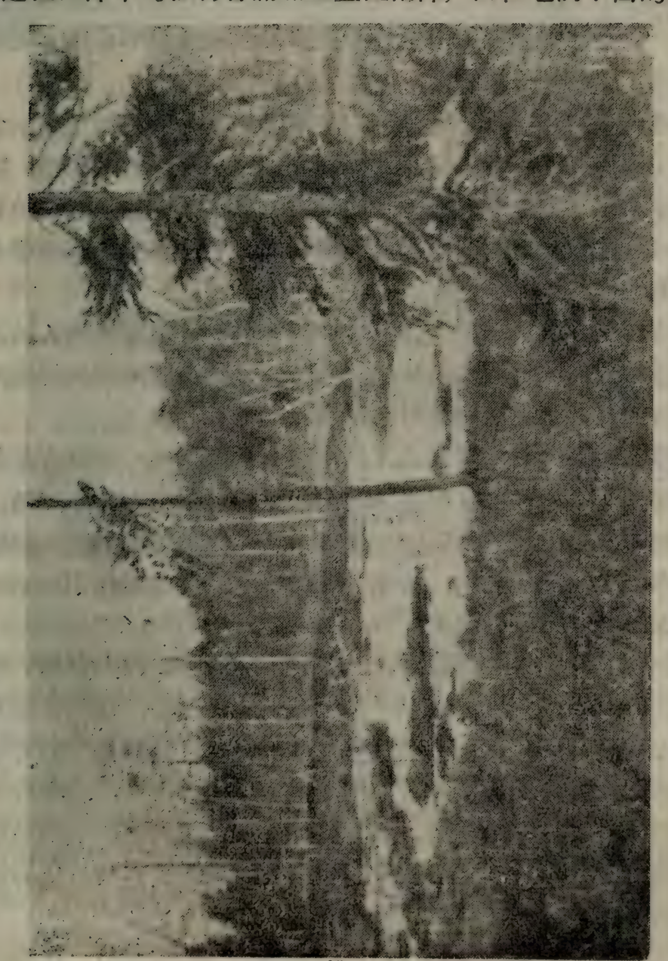


圖179. 極地沼澤——拉普蘭季雅（維諾格拉多夫攝）

具有很大的深度。這樣的地方大家叫它沼澤地（трясина）（或特凡〔твань〕），這是在蘇聯波列謝（Полесьа）地方這樣稱呼的。沼澤地的土壤不穩定，人站在上面會陷下去。在春季與夏季裡，它們的外形看起來和普通的草地一樣，有着平的地面及在地形上構成得很好的斜坡——古老的湖岸。

仰給於地下水的沼澤的分佈面積較小，它們分佈在低窪處，該地地下水上升接近地表。在地下水逐漸減少，其水流已不足以形成泉水的地方生成了濕地——沮洳地（мочары）。

沮洳地——這是一種通常位於山坡下的、不大的沼澤地帶。它以鮮綠的水生植物與周圍地帶截然的區別開，而形成獨特的形態。離地不深的地下水在平原地形的條件下構成了通常爲寬闊的地表低地狀的沼澤地帶。這種類型的微型地形是很複雜的，它保存了沼澤地帶未沼澤化以前的地形特點。

沉積沼澤的分佈很廣，它們只生成於那些常被洪水衝入的河谷中。它們通常分佈在河漫灘階地的斜坡旁。這些沼澤的表面呈凹形，向河漫灘坡傾斜，並且沿河流方向下傾。

雨水停滯地區與雨水匯聚地區的沼澤可分暫時的（即唯有在每年潮濕的季節中有雨水停滯）與永久的（在潮濕氣候帶內的）二種。沉積沼澤在熱帶及潮濕氣候地區中分佈得最廣。在熱帶及潮濕氣候地區中，沼澤面上生滿水生植物，構成了一帶不能通行的叢林（Jnugle）。印度河的叢林就是最好的例子。

苔蘚沼澤是分佈最廣的類型，它們在地形的構成上有極大的意義。苔蘚沼澤的特點在於：它不是與上面所講的沼澤一樣生在地表的凹處，而是超越於四周之上。依照杜巴赫的描述：苔蘚沼澤的普通的外形是在苔蘚沼澤裡長滿了水苔，半灌木叢，沼澤小松，沼澤野菓：野櫻及野洋莓。在沼澤的中部，泥炭生得比周圍更茂密，它們堆積起來形成了突起的地形；突起有幾公尺高，也有到10公尺的，在春泛時這樣的沼澤面不會被水淹沒。

在泥炭沼澤中泥煤生長得很快，根據杜巴赫的觀測，在蘇聯中



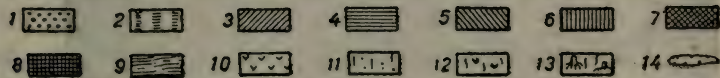


圖180.在湖泊衰亡地區發育的沼澤的構造圖（按雅科甫列夫）

1—淡水灰泥；2—腐植泥；3—腐藻質泥煤；4—蘆草泥煤；5—蘆葦泥煤；6—木賊類植物泥煤；7—白馬菅屬植物泥煤；8—白馬菅屬及湯狗屬植物泥煤；9—林煤；10—綠苔泥煤；11—芝菓科水苔泥煤；12—水苔菅泥煤；13—含有松樹墩的水苔泥煤；14—位於水苔之上的水塘沉積物

部，泥煤層的增長速度是20年中增高 25 公分，50年中增高 40 公分，100年中增高50公分。

有些爲很多人所熟知的事實證明了泥煤在較長時期內的堆積速度。距今2000年前，在尤里亞凱撒時代，人們曾在多瑙河支流薩瓦河上游的列依巴赫沼澤中間鋪過一條木頭路。現在這條木頭路在1.2公尺深的泥煤層之下被人們發現。

考古學家們的開掘也能給予我們以關於泥煤層生長速度的間接資料。譬如：在基輔區內的布恰村的泥炭沼中 3 公尺厚的泥煤層下曾發現過一把磨琢得很好的石斧。經過了考古學家們的研究，確定了石斧是新石器時代末期的產物，離現在至多不過5000年，在大河流域泥煤層的一般的厚度或泥炭沼澤的深度爲11公尺。在克里雅茲馬河流域的蘇斯洛夫沼澤。深度爲10.4公尺。最深的沼澤是正靠近諾金堡城的彼脫拉克村，它的泥煤厚度有24.6公尺。

泥炭沼澤的分佈很廣。特別是在森林地帶內。

濱海沼澤（或鹽浸沼澤——марши）與上面所講的沼澤不同處在於它的水中含鹽份很多，這是因爲它位於海盆地的岸旁的緣故。在大河三角洲處時常會生成鹽浸沼澤。鹽浸沼澤的特點是有很濃密的、因

氣候區不同而異的、各種不同的植物。廣闊的鹽浸沼澤在我國（蘇聯）的庫班河及波羅的海沿岸頗爲著名。

7. 海成地形

由於海的作用所造成的地形（或稱近海地形）沿着廣袤的海岸線分佈很廣。按照它們的特點可分爲兩大類：（1）海岸區及（2）島嶼

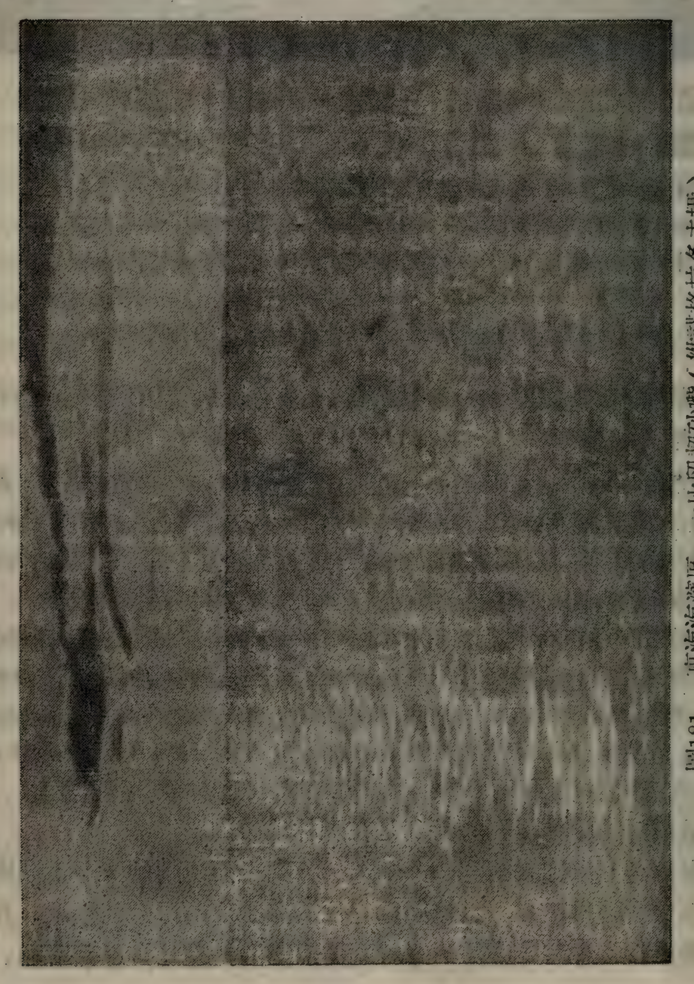


圖181. 淺海海濱區——比留契沙嘴（維諾格拉多夫攝）

區。每一大類中包含好多種差異甚大的地形。

海岸形狀 所謂岸係指海與陸之間的邊界部分地殼而言。在這個範圍內再可分出海岸線，或水陸的分界線。海岸線經常在變動着。只有在內海與部分邊緣海中海岸線才能保持一定的形狀。一般開闊海洋的海岸線在某些一定的地帶內不斷地變異。這個地帶的下部邊界就是退潮時的最低水平面，而這個地帶的上部邊界則是漲潮時水所達到的高度。由此，原來主要具有海的性質，但在退潮或大風把水趕走時又變成了陸地的一部分海岸帶叫做海濱區。相反，暫時充滿海水的一部分陸地叫岸後帶。海岸帶的這兩個部分的相互關係說明了海岸的自然地理外形。

海岸線除了這種由於天氣與漲潮影響而產生的暫時變化以外，並且還會因大陸構造與洋面的升降運動而發生比較持久及比較穩定的移位運動。這兩種現象在上面已經講過了。在這裏需要再指出的是：當海岸線作正向運動——即當它升起時，就會發生海侵，加强了海水的冲蝕作用。從而，海岸線就具有一定的地貌特點，在海岸的構成中主要是被海水冲蝕的地形。而相反的，在海岸線的負向運動時，也就是當海退時，海岸線具有均匀的外形。這時在海岸的構成中就形成堆積地段。經過了很多人的研究，認爲海岸線和海岸的特點是由地殼上一般構造地形的特點所決定的。根據這些特徵，可以分爲兩類：太平洋型海岸及大西洋型海岸。

太平洋型海岸圍繞着原生的大地槽地區。它們具有極複雜的海岸線外形，很多的邊緣海與很不對稱的地形。在這裏大陸的邊緣有山的特點，並且山地與海岸線平行伸展着。太平洋岸反映着原生大陸的外形及自海底轉變爲大陸地面地帶的地貌。

大西洋型海岸與太平洋型海岸的不同處在於它的陸地因大陸下降與海洋冲蝕而造成的次生的外形。這種類型的海岸包括歐洲西岸、美洲東岸、非洲海岸及所有印度洋的海岸。

在每一個海岸類型中可把海岸地形分爲幾個部分：海岸懸崖、崖麓與海灘。

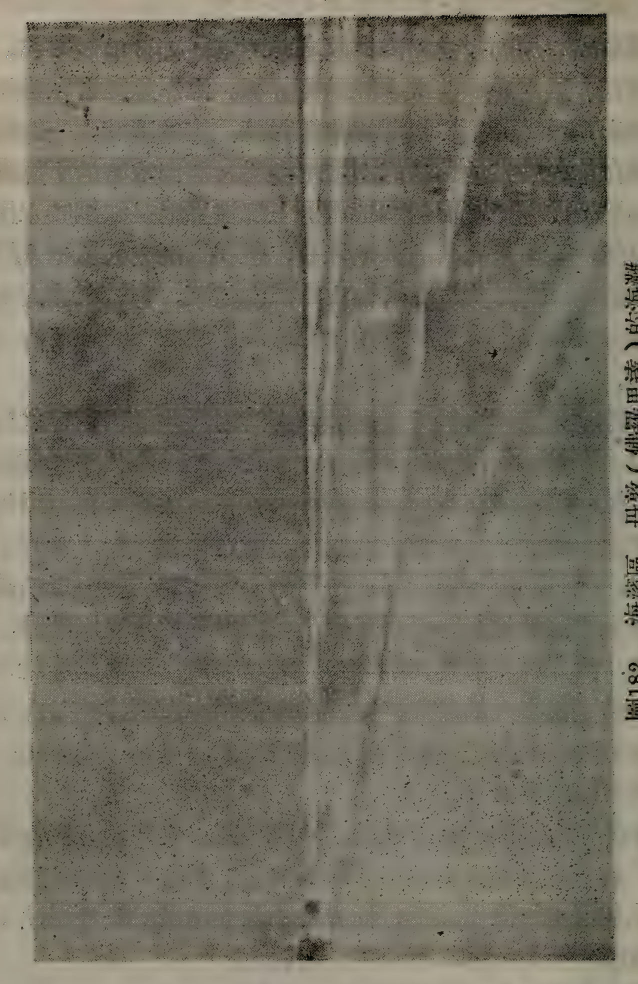


圖182. 海濱區 丹敦（佛羅里達）的海灘

海岸懸崖（клиф）是岸的直立的突出部分，是大陸與海的截斷處。它的高度可能差異很大。如果有階地，就構成高岸；相反，如果沒有階地，則總是低岸。

崖麓（шранд）是高海岸的下面部分，它是由懸崖上的岩堆與海浪冲來的大海沉積物混起來而生成的。海水不常流至崖麓處，就是在

飈最大的風時也是如此。通常它具有一個很特出的上界，向下去崖麓就逐漸與海灘相連了。

海灘是平行於海岸線而伸展着的海岸的較低部分，它是由海裡的冲積物所構成的，主要是構成海岸的岩石的破壞後的產物。海灘面微微地向着海傾斜，它高於海面1——1.5公尺。在發大風時沙灘或局部或全部被海水掩沒，按照海灘與懸崖的對比關係可以看出海岸線的變動情況。當海岸線降低時海灘變得寬闊起來，整個海灘在任何時候也不會被水淹沒。相反的，當海岸線升高時，海灘的範圍就會縮小，而當暴風雨襲來時，海浪就會破壞崖麓。

我們對於海岸地形形成過程的了解程度要比沙漠及極地地形的形成過程更透澈一些。這種情況在所有的海岸都是一樣的。在人口稠密的國家內對於這種過程的研究更爲細緻，在那裏，研究這些過程不僅具有科學上的意義，並且具有很大的實際意義。

衝蝕海岸 當海岸線升高時，海浪就會以冲刷的方式對海岸進行巨大的機械破壞工作。冲刷的速度因原因的不同而異。海岸的破壞速度及破壞後的各種形狀的特點，除了決定於海浪奔騰的方向外，也跟岩石的成分與產狀有關。

假使海岸是由一種岩層組成，而且它呈水平產狀時，那麼當它被冲蝕後就會變成在崖麓處具有大的坡度的懸崖。海岸在相當於海浪波面的部分有浪龕（прибойная ниша），這是被海浪所打成的凹處。海崖具有朝向海的傾斜面（陸棚），這個傾斜面有時能達到很大的寬度。衝蝕的面積逐漸增大。當海岸線不移動時，衝蝕面積在發生衝蝕曲線時才能中止擴展，也就是說，當衝蝕地區發展到如此的程度，以致使得奔騰前進的海浪由於在岩石上面的摩擦而消耗了自己所有的動能。

在岩層受到破壞時，海岸的破壞也在各種不同的速度下進行着。很明顯，當構成海岸的岩層向海傾斜時，破壞就很緩慢；如果向大陸方面傾斜，海岸的破壞速度就快了。如果岩層具有垂直的傾斜，那麼穩定岩層的分層就會遠遠地突入海中呈又高又陡峭的斷崖，這時海岸

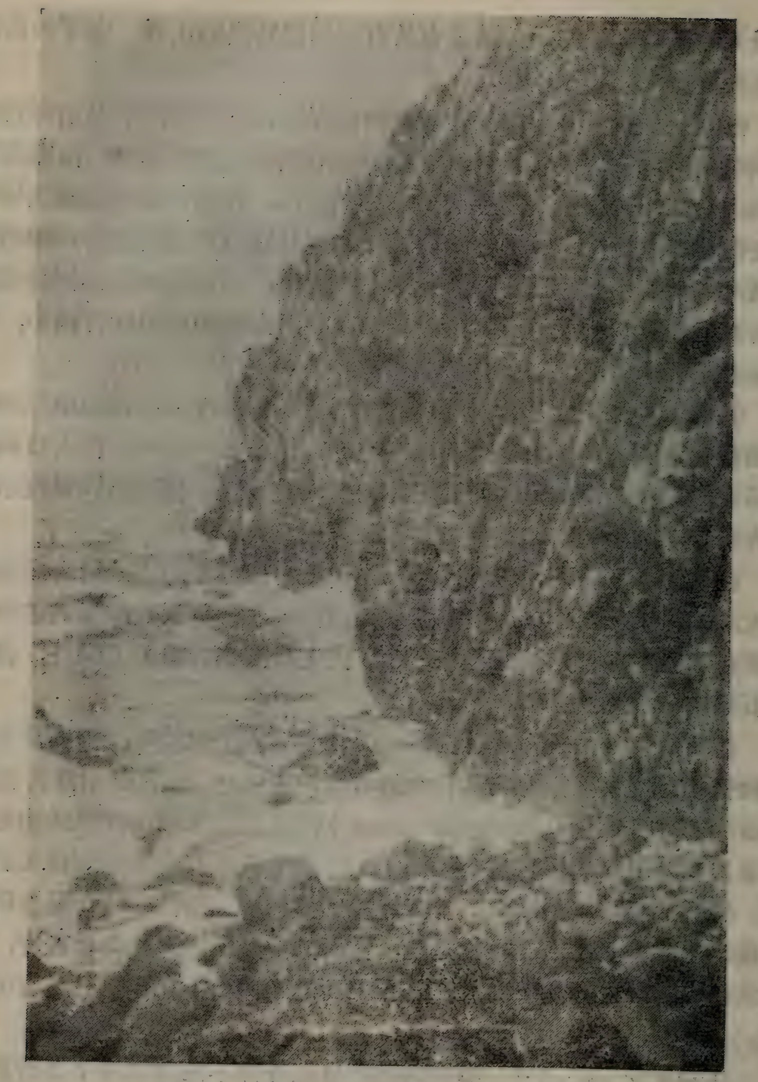


圖183. 高峻的衝蝕海岸（波羅的海）

綫外形就很複雜，這樣的情形在西班牙沿岸地帶很多。

衝蝕海岸的發育一般是依照這樣的次序：平坦海岸、切斷海岸

（割切海岸）及次生均夷海岸。

平坦海岸指一些海岸線較直的海岸而言。再精確一些說，即平坦海岸的海岸線成爲向大陸微凸的拋物線狀。這個弧的兩端間的距離有幾十公里長。在拋物線中間的連接處海岸呈鈍海角狀突入海中。

平坦海岸常發育於海岸線與岩層走向平行或海岸只由一種岩石組成的地方。刻赤半島的黑海岸就是平坦海岸的一個例子。依照地形測

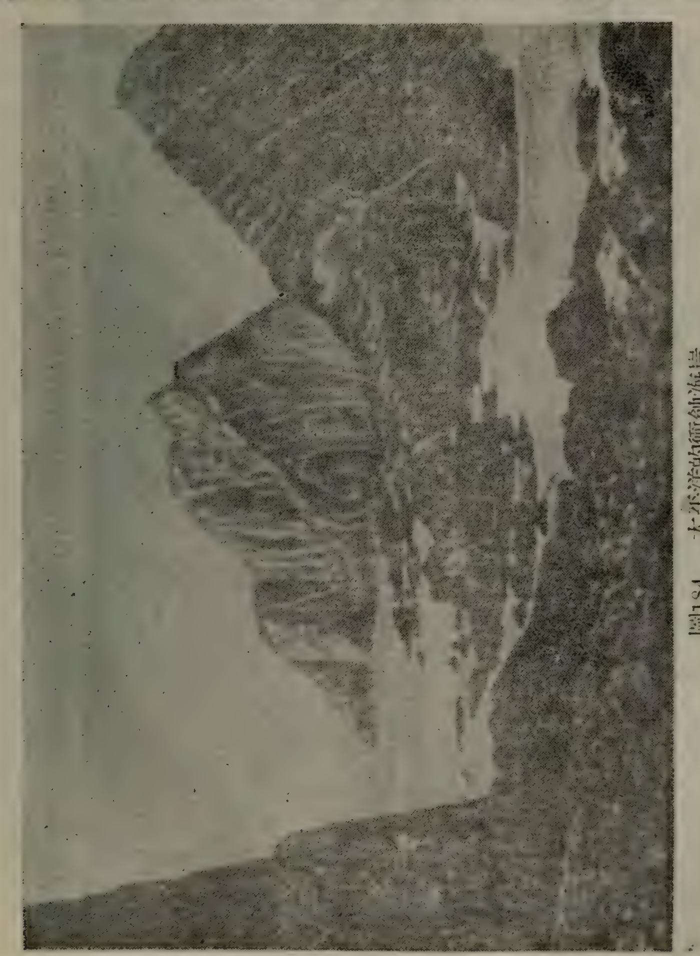


圖184 太平洋的海蝕海岸
因岩層的傾向而形成獨特的沖刷地形

量特點，平坦海岸可分爲低地的和高地的兩種。高地平坦海岸的微細地形有着各種不同的形狀。平坦海岸的突出特點即它有被峻峭階地所切斷的懸谷。懸谷在黑海岸很完整。

切斷海岸在下沉海岸不斷的破壞過程中， 海岸線 也變得 複雜起

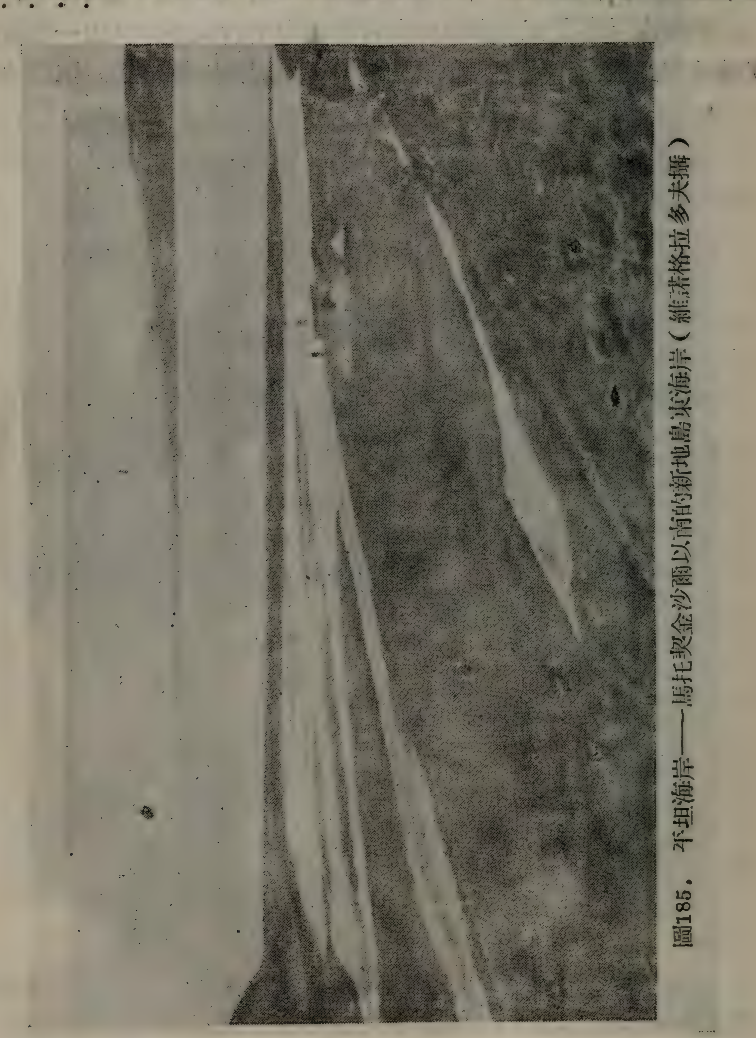


圖185. 平坦海岸——馬托契金沙爾以南的新地島東海岸（維諾格拉多夫攝）

來。它的複雜化開始是由於不均勻的冲蝕改變了海岸的外形而引起的。以後就形成了無數海灣與海角，這些海灣與海角大致有同樣的寬度。

根據那些切割得不甚厲害的海岸的海角、海灣的特點可以分爲“卡拉”型海岸（圓形的海灣）與“謝爾姆”型海岸（由彎曲的海岸線而形成的海灣及海角）。當在海岸劇烈下降時，海水不但會破壞海

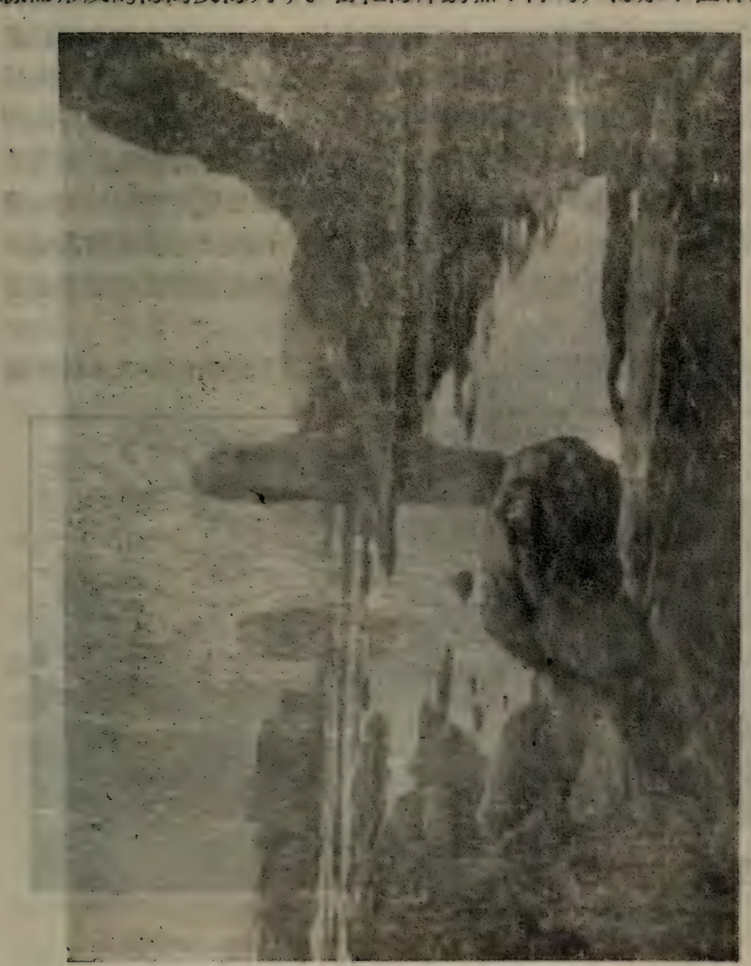


圖186. 衝蝕海岸地形。阿留申羣島

岸，同時會淹沒河谷及其他地形上的窪地。這樣，海岸線就又因另外一種起源所生成的不平而變得複雜。這些由於大地構造的影響而複雜起來的海岸常常具有極複雜的外形。依照海岸的地質構造，海岸又可分爲縱海岸與橫海岸。

縱海岸是在海岸線與沿岸主要構造的走向平行時形成的。如高加索的黑海岸及美洲的西海岸等都屬此類。而當海岸線在主要構造走向的交叉點切斷了主要構造時，就形成橫海岸。如非洲西北的大西洋沿岸及西班牙沿岸等。無論縱海岸和橫海岸都有被割切得很厲害的海岸線，它在大陸中形成了通常叫做港灣（бухта）的深海灣，這些海灣常被用做船舶的停泊處。縱海岸在下降或很劇烈的斷裂時會形成許多與海岸線平行的海灣，儼若縱谷。海灣爲很多狹窄的地峽或一連串平行於海岸的被刻切的島嶼與海分開。這一類型海岸在達爾馬地亞（далмация）地方可以很明顯地看到，所以此類海岸被稱爲達爾馬地亞型海岸（圖187）。

橫海岸與達爾馬地亞型海岸的不同點在於它的海灣伸入大陸呈漏

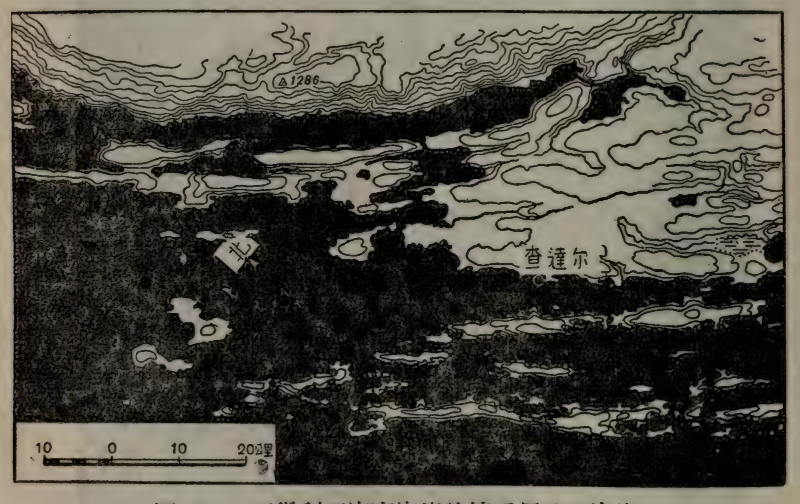


圖187. 亞得利亞海東海岸的達爾馬地亞海岸
（採自舒金所著書中的插圖）

斗狀，寬闊的一邊向海。海灣間的海角是横斷的山嶺，山嶺間的窪地即爲海灣所佔有。這樣形狀的海岸在西班牙沿岸就有。在這裏，上述的海灣叫做利亞式海岸（圖188）。

在進一步的發育中，切斷海岸就會形成外形極爲複雜的海岸線。不過我們可以看出：它的特點與這一段沿海地帶在其自身沉降與侵蝕加强前的不平程度是有一定關係的。按照海岸線外形的特點可將這一類切斷海岸分爲：（1）三角港海岸，（2）港灣海岸，（3）溺谷海岸，（4）峽灣海岸。

三角港海岸形成在某些由於大陸劇烈下降而致海水淹沒河口的地方。淹沒的河口可以在當時極深的海底地形中及距岸極遠的地形中調查到。這類型最顯明的例子是非洲的西海岸的剛果河口地區。其他如法國的比斯開海灣也具有此類海岸，那裏在注入海灣的河上發育着寬廣的三角港。三角港祇見於大西洋型海岸。



圖188. 西班牙西北面的利亞式海岸

跟三角港相似的有蘇聯北部河流的海河灣（губа）。它們很明顯地表現在伯紹拉河、鄂畢河、葉尼塞河、哈坦加河及阿納巴爾河等河口。海河灣與三角港海岸不同的地方在於它的海岸線遠遠地超越於河谷之上，以致河谷處海岸的外形隨着海的冲蝕作用而大大地改變着（圖 189）。

港灣海岸是"海水生成的"一種分佈極廣的地形。它們的成因有些像三角港海岸。它們之間的區別在於這裏所淹沒的只是一

些不大的溝谷型的河谷系統，而不是一些有着洶湧河流的寬廣河谷。港灣海岸的突出特點即在於海岸線的非常彎曲性。海灣（或港灣）通常具有狹窄的入口。它們的朝向大陸的一面擴展得很寬闊。在這種情況下海灣內的海岸線可以再有一個第二級的海灣。這種類型的海岸可以獨成一類，即所謂鋸齒狀海岸。港灣海岸在地中海的希臘沿岸分佈較廣，在日本海沿岸一帶也不少。

溺谷海岸的構造與海河灣相似。它能深入於海灣谷內，後者是在河流當其侵蝕基準面遠較今日爲低，下切自己的河谷時形成的。與海河灣之不同點在於它具有在海蝕之下變化不大的海岸，並且其外形與被淹沒了的河谷完全一致。溺谷口可分爲敞開口，即海灣可以自由與海溝通；封閉口，即溺谷形成湖，以狹窄的條帶狀冲積陸地（沙洲）與海相連。

溺谷海岸分佈不廣。最典型的溺谷見於注入黑海的一些河流，如德涅斯特河及德聶伯河等。封閉溺谷（即含有鹹水的湖）有敖德薩的小庫雅耳尼克河（哈治巴溺谷）與大庫雅耳尼克河，契利古爾河及莫洛赤河(注入亞速夫海)等。封閉溺谷在經濟上有很大的價値，因爲在它的天然鹽水中含有大量的各種鹽類，而在它的底上沉積着一層黑色

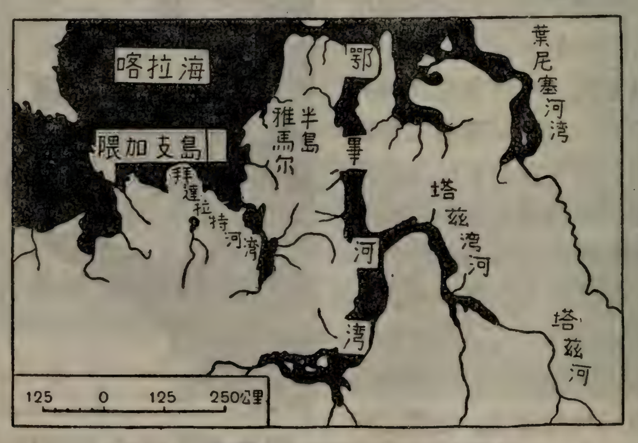


圖189. 海灣——西西伯利亞的北海岸

汚泥，這種汚泥在礦泉醫療上有很大的價值。

峽灣海岸在所有切斷海岸中爲外形最複雜的一種。它們主要發育在高緯地帶以及被大海冲刷的由大塊結晶岩或變質岩所構成的海岸。

峽灣（фьорды）是又長、又狹、又深、又彎的海灣，每深入大陸幾十公里，它具有通常呈懸崖狀的高峻、陡峭的岩岸。岩面比較平坦，有的地方甚至很光滑。相鄰峽谷間的分水嶺有很高的岩脊，山脊上有終年不融的積雪。所有這些都造成了峽灣的嚴峻外形。在峽谷的入口處及峽灣海岸的沿岸地帶有許多淺灘及不大的岩島。

峽灣谷的形成與第四紀大冰期的冰川流的作用有密切的關係。當海面的位置相當低時，冰川舌在河床中既能單獨地進行强烈的破壞工作，又在一些古谷中冰川以其本身的作用加寬和加深。當海面升高、冰川退走以後，海水又淹沒這些古老的冰谷（冰川槽），給予海岸線以複雜的獨特的外形（圖191）。

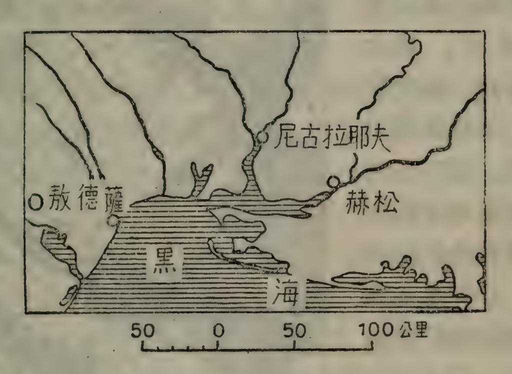


圖190. 溺谷海岸——黑海北岸的岸後帶

峽谷海岸在南北半球都有。在北半球峽灣發育於阿拉斯加海岸，北美多島海的羣島、格陵蘭、冰島、斯堪的那維亞半島、新地島、拉多加湖北岸及泰麥爾半島等處。在南半球它們分佈在火地島、南美洲南部及南極洲。

均夷海岸　隨着海岸線割切程度的增劇，切斷海岸上的衝蝕作用

逐漸減弱。海浪在其即將侵入海灣時，由於遇到海角或海岸的突出部分等障礙物而減低了速度，因此就會改變原來的方向而形成附加岸流，這些水流也會減小海浪冲擊的力量並改變它的方向。這樣就使得海浪在海灣的入口處將其沿着海岸載運着的物質聚集並沉積下來。這些沉積物漸漸堆積，過了一個時期後就會將海灣與海隔開。結果由於大海的鬆軟物質的沉積，海岸線又接近於直線。

均夷海岸分佈很廣，不過通常多位於海岸帶漸漸下沉處，那裏由於海岸帶的下沉，低海岸的磨蝕作用漸趨停頓。而堆積開始起着主要的作用。在海岸線不移動的地方也有均夷海岸發育。

亞速夫海的西海岸是均夷海岸的一個很好的例子。這裏在朝着別烈科普草原一帶的地方，海水流進無數的海灣—海灣羣（сиваши），這些海灣構成了格尼羅海。這些海灣羣發生於小型盆地及伸入其中的溝谷系統降於海平面下的地方，小型盆地及溝谷的外形因衝蝕作用而改變得很厲害。這樣就形成小的但有複雜外形的海灣網。向這些海灣羣推動着水流的東風激起了沿岸的水流，將砂及破貝殼沉積下來，結果就形成了一條阻塞海灣羣入口的狹窄

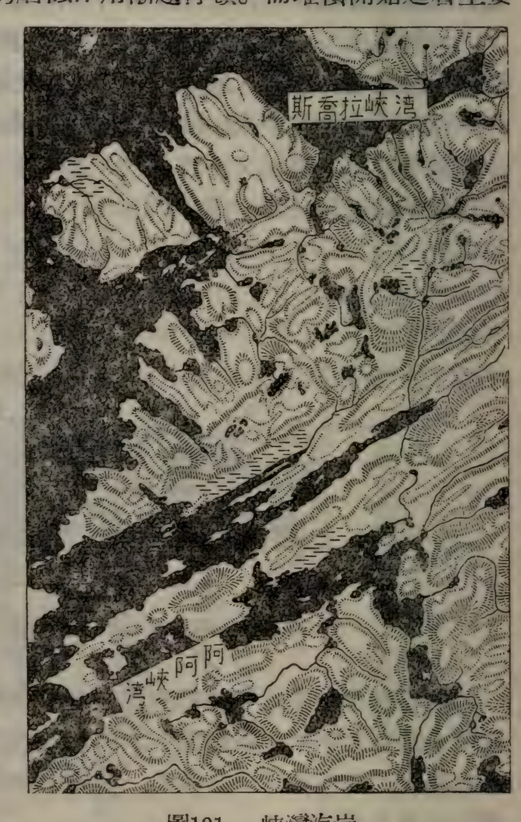


圖191. 峽灣海岸
（依照舒金所著書中的插圖）

的陸地——即有名的阿拉巴特砂嘴，形成次生的平坦亞速夫海西岸。

海岸堆積地形，由海裏冲積物組成的地形，極爲多種多樣。冲積土的沉積過程是這樣的：衝到沙灘上的海浪將一部分破碎的物質帶到沙灘的斜面上，這樣，在最大海浪到達的邊緣就形成了沙堤。自海岸折回的海浪也帶走了沙灘面上的一部分鬆散物質。這些物質隨着底流被載運到離岸一定遠的地方。當底流與向岸衝的海浪相遇時，海浪的流速就減低了。隨水浮着的沉積物就在這裡逐漸沉積而構成沙壩（бар），這些沙壩是與海岸平行的水底的沙堤。沙壩在慢慢地增長着。這裡首先形成淺灘，海浪冲到它面上就碎散了；以後，當沙壩突出海面時就變成海岸沙堤（береговой вал）。在沙堤與岸之間有瀉湖——海的隔離部分。隨着時間的進展，當瀉湖爲沉積物所塡滿時就會形成鹽浸沼澤或海濱沼澤，後者再進一步就會變成海濱平原。在這種海岸升起的發育過程中形成了一些獨特的基本地形，其中分佈最廣的爲海灘、砂嘴、砂咀及沙堤等。除此以外海岸的獨特的類型還有海岸階地及古海岸線。

海灘是海洋中由海中淤積成的鬆散物質所堆成的不甚寬的陸地帶。它們分佈在懸崖麓及海岸線之間。海灘面高低不平，並且向海微傾。在海面下的海灘就成爲淺灘。在低岸處，沙灘朝着背海方向漸漸升高，它的面上有波痕，這是因爲有海岸沙堤之故。在距海岸線更遠處有海岸平原，它的面上有很多砂丘，故微呈波浪形。

海岸平原的擴展乃是新的沙堤隨着海岸線的後退而相繼發生所致。因此，海灘是海洋到陸地的過渡地帶，也是陸地因後退海洋底部而擴展的形式。大部分的海岸平原就是這樣生成的。

砂嘴（косы）是由於海洋的鬆散冲積物在海岸的彎曲處經過不均勻的堆積而形成的。當岸流到達向海突出的邊緣時祇得轉繞過去，從而便減低了流速。在轉灣處有一部分爲水流所搬運的物質沉積下來，使得這個突出的邊緣更向海伸展。這些鬆散的海洋冲積物的陸續堆積使得海岸形成鐮刀似的突出部。尖的一端朝向海洋，而其背部總是在岸的轉灣處。砂嘴的頂部常是朝着岸流的流動方向。



圖192. 靠近芬聶爾峽灣的冰山

砂嘴也可以在一些注入海中的小河或坳谷的河口處形成。在這種情況下所產生的砂嘴是標準砂嘴與冲積錐中間的過渡形狀。當海岸線後退時砂嘴會向海中移位。它的外緣不斷擴大，形成由幾個砂嘴所構成的地段。砂嘴是分佈較廣的一種海岸地形。在海退的切斷海岸線處及不大的海峽中此類地形尤爲常見。最大的砂嘴位於亞速夫海，其中有幾個長達15公里。

砂咀（стрелка）砂咀與砂嘴完全一樣，祇不過砂咀的寬度較小而長度較大就是了。有時砂咀長達一百多公里。此類海岸形式的最鮮明的例子就是在上面所提到過的亞速夫海與西瓦施之間的阿拉巴提的砂



圖193. 上升海岸的進展

А——Д是發育的遞嬗階段

咀（圖 195），其他如黑海中的天特羅夫砂咀也是很顯著的例子。

砂咀再經過不斷的發展與複雜化之後就變成沙灘。這是一塊將海灣與海隔開的冲積的陸地。它是這樣形成的：在海灣或河谷的入口處砂咀在相對的兩岸生長。它們的頂部相向擴展，積年累月，它們就結合攏來。這時海灣與海就此隔開，形成了湖泊——瀉湖。物質更進一步的沉積，會使沙灘的寬度增大達數公里。

沙灘的外形與海濱堆積平原的外形完全一致。在海岸地貌學上沙灘是很重要的、它們在閉口的溺谷及瀉湖的湖岸處可以見到。在波羅的海附近沙灘稱爲狹長砂嘴（нерунгов），而被它與海隔開的瀉湖叫河口瀉湖（гаффы）。

當沿岸處有島時，大海的堆積生成物會形成奇怪的形狀。在這樣情況下砂嘴的末端被加固，而島嶼與大陸之間有所謂連島砂洲（томболо）的條帶狀冲積陸地把它們給聯結起來。突尼斯的普魯萬薩及莫那斯托爾沿岸的日恩半島是連島砂洲的標準例子。在北美洲大湖的沿岸也有連島砂洲，後者曾爲哲爾貝特所描述。

上面所講的一些由海堆積作用所造成的地形，只有在低海岸處才能同時見到。按照自然地理上共同的特點，低岸可分爲瀉湖岸與鹽浸沼澤岸。

瀉湖岸經常是較低的。海的近岸部分的水總是比較淺，平行海岸伸展着砂洲構成海底的波紋面。升起在海面上的砂洲造成很多瀉湖，其中有一部分憑藉着程度不同的、狹窄的海峽與大海溝通，其餘的變成閉口湖。瀉湖裏的水含有濃度很高的鹽份，因此它們之中有很多成爲自行沉澱盆地，在那裏沉澱着鹽類。那些早已與大海隔絕了的瀉湖漸漸變爲沼澤。瀉湖之間的地面有的很平坦，有的微成波狀，這裏有寬闊的鹽沼，上面生長着稀有的耐鹽植物。

裏海的東岸是瀉湖岸的典型例子。這裏最大的淺灣是著名的卡拉博加玆湖—(Кара-Богаз-Гол)海灣。在克拉斯諾沃德斯克城稍南處也有典型的瀉湖岸。在這裏，海水通過很多的海灣進入陸地之中，這些海灣有一部分爲長而狹的砂嘴所隔絕。在東面，在大小巴爾漢一帶伸展着一

片，廣闊的、帶有寬大的沼澤——鹽浸沼澤的沙土平原，這些沙土平

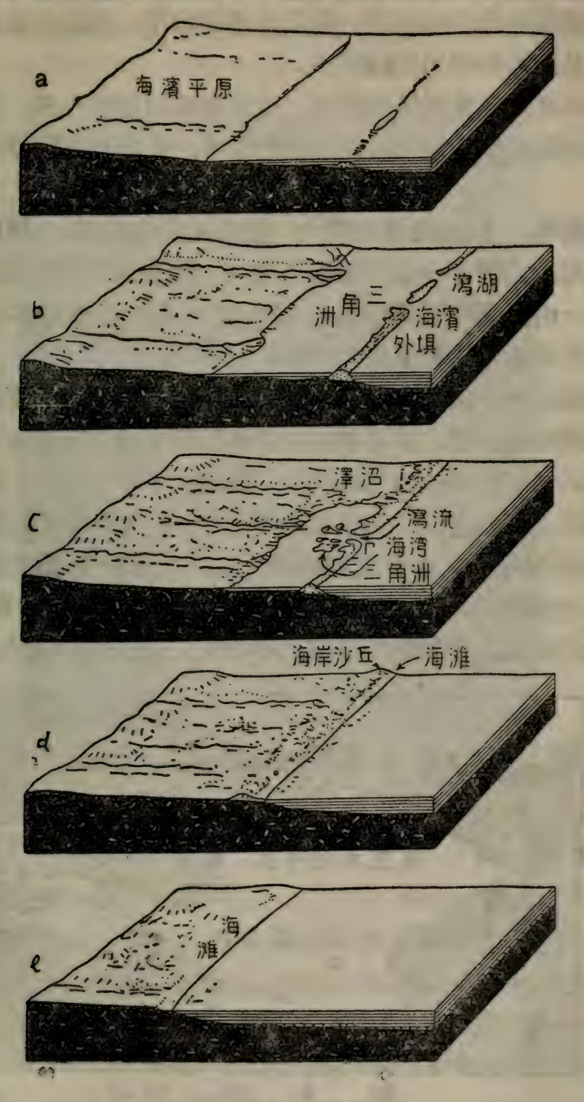


圖194. 下沉陸地海岸的進展

a——д 是冲刷作用的遞嬗階段

原是乾旱了的海底。在沼澤間有表現得很明顯的風成堆積地形的沙土堆積層。波羅的海的東南岸、東印度羣島沿岸、西印度羣島及佛羅里達沿岸也是瀉湖海岸的明顯例子。

鹽浸沼澤岸通常低矮而彎曲，時常與瀉湖岸在一起，它們之間的區別就在於鹽浸沼澤岸上的沼澤植物較多，後者乃是鹽浸沼澤岸的特徵。

海成階地：位於海濱的階地一般都是向海傾斜，界以台地的地面。按其起源它們可分爲：衝蝕階地——即海浪作用所造成的，及堆積階地——由海裏冲積物堆成。衝蝕階地大半分佈在多山地區的沿岸，而堆積階地常見於原生平原中。

衝蝕階地——這是古老海岸線的分佈遺跡，斯堪的那維亞半島沿岸是此類階地的典型，那裏曾被很仔細的研究過。該處在一個地段中可以看到五個海岸線的面，即所謂“跳階”（сетеры）。跳階祇有在內岸的斜坡上可以看到，即在海灣岸（зунд）與峽灣海岸上。在開闊的大洋的海岸上就沒有這種階地。最高的海岸面約在水平面以上200公尺。由此可以推知：在第四紀中斯堪的那維亞半島曾升高到200公尺以上的高處。有的學者推測，峽谷海岸上的衝蝕階地是藉於漂浮



圖195. 克里米亞半島與海灣

在水面上的冰塊而造成的，這些冰塊在發浪時能助長海浪的威勢。

階地表現得非常明顯的第二個地帶是地中海沿岸與大西洋的東

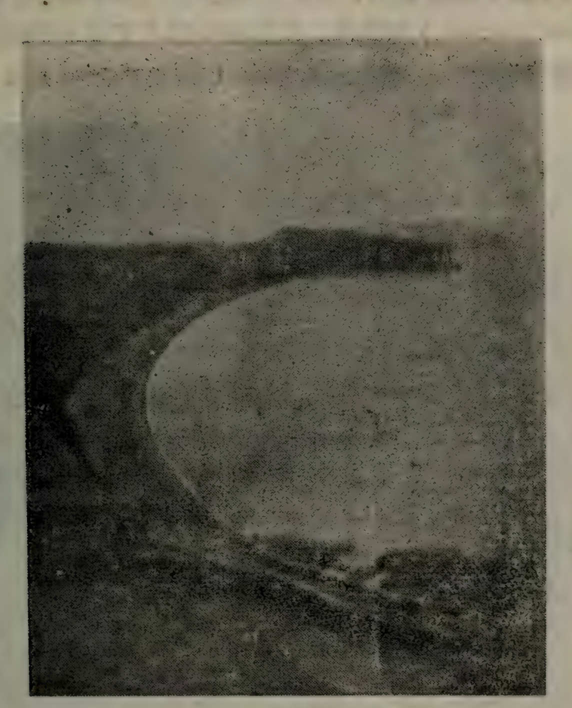


圖196. 克里米亞的蘇丹海灘

岸。在阿爾及利亞沿岸在海平面上17,30,55,100,140,200,265,325及350公尺以上的地方看到了古海岸線。這個階地是由破壞得很厲害的原生岩石所構成。在某些階地裏並且保留着海裏的沉積物，如混着白色的石英礫石的紅砂及海裏軟體動物的遺骸等，傑別烈（Депере）曾描寫過五個地中海沿岸的階地——西西里階地、米拉茲階地、提侖、莫那斯泰爾及後莫那斯泰爾等階地

在阿剌伯沿岸有很多古海岸線的遺跡，在奥曼有些珊瑚島升出海

面很高。在太平洋沿岸的加利福尼亞有表現得很明顯的階地。

著名的堆積階地分佈在克里米亞半島東部的黑海、亞速夫海沿岸一帶，它們曾爲安德魯索夫（Н.И. Андрусов）及阿爾漢格爾斯基（А.Д.Архангельский）所描述。在裏海沿岸有寬闊的海濱階地，它們構成寬闊的平原，這是赫瓦侖期（Хвалынская）、哈札爾期

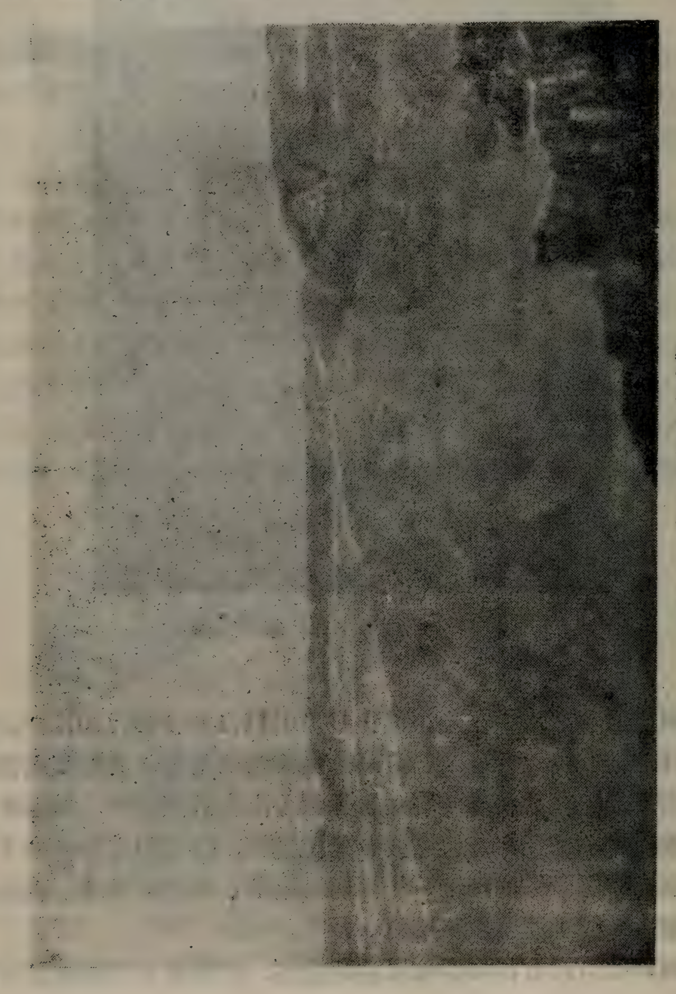


圖197．康瓦爾北部的沙灘

（Хазарская）及古裏海期的海侵所構成的。海濱階地是確定各個地貌區內海岸線面的重要資料，同時掌握它的材料就可以在各個不同地區內比較它的升降。階地必須在使用統一的比較方法的條件下才能進行比較。

"國際上新世與上新世後的階地研究委員會"曾經討論過研究階地的方法。委員會介紹了如何去精密地研究階地的高度及階地沉積物中的化石，



圖198.里雅霍夫羣島對面、西伯利亞北岸的"懸岸"

使用測高的方法必須正確確定階地的高度。國際委員會推薦說："爲了確定階地的面並且比較它和現代階地的異同，那就要很精確地確定該地區內海岔地的特點。要做到這點必須：（1）研究正常的或特殊的漲退潮的高度；（2）算出海灘及衝蝕平台的傾斜度；（3）要能確定在階地保持原狀或發生各種變動時，

海面是否不變。要做到這些必須明瞭海岸線的情况，它的移動程序，要在地形上分出相當於古時的衝蝕台地、海灘、海岸沙提及海濱平原等的形狀；此外還要推斷出形成當時海岸地形的一般自然地理條件，如日照强度、風向及海的開敞程度等”。利用測高法可以確定岸的相對高度或現代海岸線與過去海岸線的差異情況。

古海岸線情况的差異已由古生物學的研究所證實。爲此曾經進行過生物遺骸種類成分的分析，算出過各種化石的百分比，同時將這百分比與它們當代的相當種類相比較。通過這些步驟可以查明石化了的生物的相對年齡，這樣也就可以查明構成階地地層的相對年齡。在研究海成階地時，將它與河成階地來作比較是非常必要的。因爲這樣可以確定海岸線升降的程序，同時對於該盆地內河谷發展歷史可以獲得明確的概念。



圖199. 亞速夫海的砂嘴

在解决所有有關階地發育的問題時必須非常謹愼，因爲問題的複雜性往往會使人容易作出無根據的結論；過去西歐及北美的一些國家及蘇聯某些地區所進行的關於海成階地與河成階地的詳細研究工作使我們獲得很多材料，這些材料使我們能夠斷定階地的形成規律與分佈規律。

---

❶摘錄自愛德爾什傑茵（Я.С.Эдельштейн）所著地貌學原理（1938）。

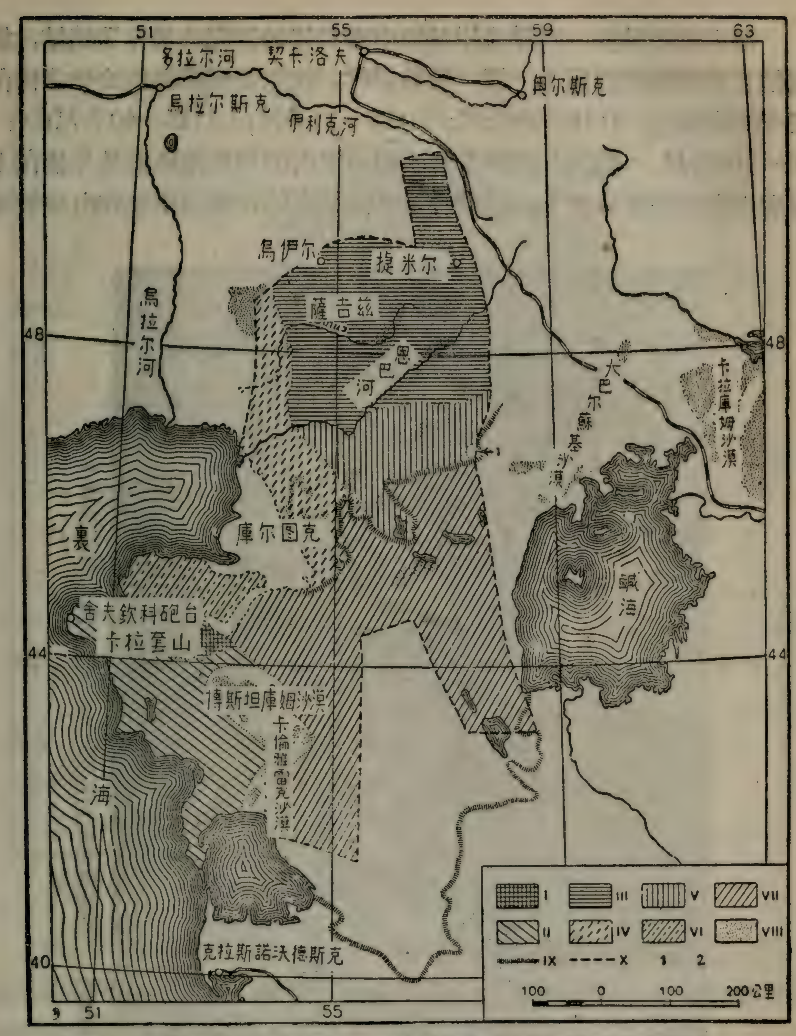


圖200．裏海東岸的地貌圖（依照格拉西莫夫所著書中的揷圖）

I—曼格什拉克山區；II—曼格什拉克南面的新第三紀平頂高原；III—烏拉爾前的白堊平原；IV—古裏海的第四平原；V—烏斯特烏爾特前部的第三平原；VI—布札恰第四平原（曼格什拉克北面）；VII—烏斯特烏爾特的新第三紀平頂高原；VIII—砂；IX—烏斯特烏爾特的陡階（чинк）；X—研究的範圍：1—古三角洲的碩古茲套第四平原；2—柯磊尼雅磊克窪地的第四平原

傑別烈把他在大西洋沿岸及地中海沿岸的研究結果作了總結，根據他自己的認識提出了一個一般的規律。按照這個規律階地是分佈在現今的海面上：I：18—20公尺；II：28—35公尺；III：55—60公尺；IV：90—100公尺。 他並且推斷各個不同國家內的河成階地也是分佈在上面所指出的海面高度上。這樣看起來似乎它的各種規律並非由地殼運



圖201. 裏海古老的海岸面——小巴爾漢（納淡非攝）

動決定，而是由水圈面的海面升降運動所決定的。

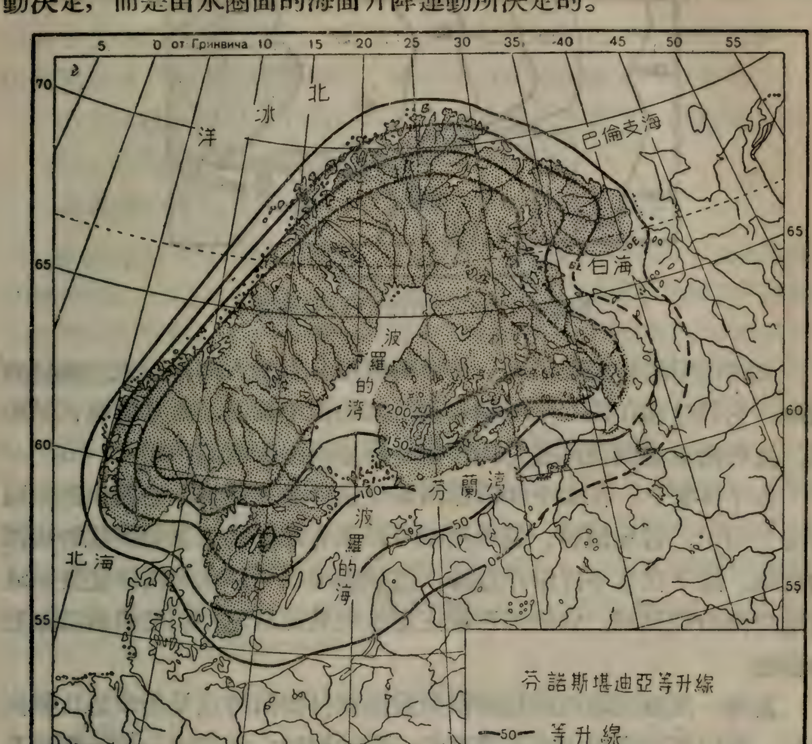


圖202. 芬諾斯堪的那維亞隆起地在間冰期的等基綫（изобазы）

裘布阿（Дюбуа）做了另外一些結論，他把古老海岸線的分佈分成三個類型：斯堪的那維亞型、大西洋型及太平洋型。而愛德爾什傑茵在這三個類型以外又加了一個裏海－黑海型。

斯堪的那維亞型的特點在於數目很多的海岸線互相重疊。離岸面最高的是間冰期的產物。古海岸線是由於等壓運動所造成，而等壓運動則是因冰蓋融化後減輕了載重而引起的。在這方面洋面的升降運動也有一定的影響。

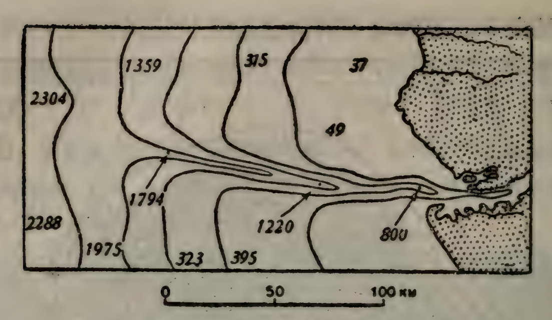


圖203. 剛果河口的下降等基綫

大西洋型的特點在於歐、美洲的海岸具有爲大西洋海水所衝蝕的階地。它們分佈在歐、美洲的各個不同的海平面上，並且有很大的距離。這種階地是因造陸運動與洋面升降運動的影響而形成的。

太平洋型　在太平洋沿岸階地分佈得並不甚廣，它們位於不同的海平面上，常呈傾斜。這種階地可以在有地殼構造運動發生的地區內看到。除了在太平洋沿岸以外，這類階地也可以在大西洋某些區域與地中海沿岸見到。它們的形成主要是由於海面運動與地殼構造運動的影響。

裏海一黑海型階地的起源按照愛德爾什傑茵的意見說來是比較複雜的。在它們形成因素中有洋面的一般的變動；地殼的一般的運動及大陸貯水盆地內部的水面升降運動，後者與氣候及過去地質歷史上水文地理網的重新分配有很大的關係；除此以外，還有地震現象（在高加索沿岸）也是此類階地的形成因素之一。很明顯的，這第四種階地類型的集結情況和分佈情況與上三種是不會相同的。

以上所講的關於各種階地分佈情況的結論在現在還不能說完全有根據。另外，還可以指出，在傑別烈與裘布阿的結論中所提到的階地對比的原則不見得能夠比較不同地區內的階地。階地的對比唯有在同樣起源的條件下才能進行，同時要查明以下幾點：（1）年代；（2）一般自然地理條件的相適應；（3）在個別地理區域內的發展的相互關係。

海岸的分類 海岸的特點即在其具有各種不同的形狀，這些形狀是由很多的因素所決定的，而這些因素也決定了它們的地貌形態。在這些因素中有高差、地質構造、大地構造及地表面的外力等等。

由於這樣，海岸的分類就可以有很多的先決條件，這也就說明了現存分類方法所以極爲多種多樣的原因。

最普遍的分類方法是李希霍芬與施略特爾的分類法。

李希霍芬將海岸分成以下諸類：（1）按垂直剖面形狀；（2）按大陸地質構造的特點；（3）按大陸被海水淹沒的岸地外形決定的海岸線的特點。按照第一種特徵可以分爲：（a）向海水作陡峭突出的峻岸，這可以在退潮線以下看到，或者說這裏的岸在水下與水上都有同樣的陡崖；（b）有着微斜岸麓（海灘）的岸，在岸麓後面有陡崖，此處海浪在漲潮時可以到達；（c）具有毗連高崖的、寬闊平原的海岸，在這裏就是最高的海潮也不能達到崖麓。

按地質構造的特點可分五類：（a）縱岸；（b）橫的、斜交岸；（c）爲褶皺山（意大利西岸）內側的低窪盆地所圍繞的彎岸；（d）高原與桌形塊狀山區（印度半島、南澳洲、南非洲等）的高的中性海岸；（e）局部發育的冲積岸。

最後，第三種類型的岸（按海岸線的特點而分的）可分爲13型，這13型可合併爲三大組（依照舒金的分類法）。

A.由於海水侵入陸地及海水侵入負地形而造成的岸型：

1.峽灣式海岸。

2.達耳馬地亞式海岸。

3.里亞斯（риасы）式海岸。

4.溺谷海岸。

B.因大陸冲積加入大陸原生海岸而生成的，處在不同的發育階段的岸型：

5.中印型。

6.瀉湖型。

7.格維安型。

8.巴塔哥尼亞型。

9.在海岸線作負向移動時具有一片寬闊的海岸平原（從海中伸出的海底）的海岸。

10. 均夷海岸。

C.因不同的因素而對於共割切有着區域影響的海岸:

11.具有各種火山生成物的海岸。

12.由於組成岩石硬度的不一而發生割切的海岸。

13.具有珊瑚構造的海岸。

上面的分類表非常簡單，並且反映了海岸由於發展因素的不同而產生的一些基本特點。

施略特爾提出了比較複雜一些的、關於海岸形成的分類表。除了上面所提到的一些因素外，他還估計到海侵的程度。他將海侵的程度分爲：（1）第一級海侵——海祇侵入到山脈前面外山坡上的河谷中；（2）第二級海侵——海水能侵入到前山脈下的縱谷中，那裏的海灣被以 90° 的角度分爲兩部分；（3）第三級海侵——海水能流過幾條山脈；（4）第四級海侵——海水可以溢滿整個褶皺山區，同時還可流入另一個地質構造區域。假使在山的另一面有海時，那麼海水就會通過海峽而連接起來。聯結起來的盆地祇能被一連串的島嶼隔開來。

除了海侵的程度以外。施略特爾還估計到氣候的因素。他認爲在不同的氣候帶內發育着不同類型的海岸。同時漲潮的有無也能影響到海岸的發育。

施略特爾的海岸分類表:

A 原生岸

甲、海侵海岸（原生的海灣海岸）

1.正常的海侵海岸（按照它們的起源，共凹陷形狀〔полые формы〕與現今的氣候條件相適應）。

a. 褶皺的海灣海岸（年幼的第三紀褶皺帶海岸）。

一、褶皺的縱岸與斜交岸

I.第一級海侵型的“卡拉型”。屬於此類的例子有：地中海沿岸的各別地區、奧勒岡、民大諾島的東岸、古巴的南岸。其中具有斜的割切的有：加利福尼亞半島西岸、智利的中部與北部。

II.第二級海侵型的（有鋸形海灣及同樣的半島的海岸）。

1.海的作用不大（無漲潮）的達耳馬地亞型（達耳馬地亞海岸）；

2.海的作用很大（有漲潮）的；如舊金山的加利福尼亞、秘魯的葛伐依雅克維耳、巴斯克區（西班牙東岸）的沿岸及印度支那的西面。在乾旱氣候帶中的有：加利福尼亞半島的東岸，伊朗高原的右岸。

Ⅲ. 第三級海侵型的；如馬賽與尼斯之間的沿海地帶等屬之。其中有爲冲積層所覆蓋着的，如意大利西岸。

Ⅳ. 超海侵海岸　例如委內瑞拉，特立尼達島，海地南岸，哥斯達黎加與巴拿馬的太平洋沿岸（最後一地也可能屬於第Ⅲ類）。

Ⅴ. 羣島鏈（цепочки островов）如小安的列斯羣島與安達曼群島。

二、橫褶曲岸：如庇里牛斯山的東端。

b. 殘餘塊狀岩的海灣岸　廣義地講也就是利亞式海岸。

一、殘餘地塊的槽形海岸　（低的）；如莫爾比岡的四圍。

二、殘餘地塊的山谷海岸　（具有中等高度）；如阿莫利岡地塊，康瓦爾海岸——泥盆什爾。

Ⅰ. 第一級海侵海岸——小利亞式海岸，如柯坦簡半島的西岸，聖布利昂海港的西岸。

Ⅱ. 第二、三級海岸　（祇是在大洋沿岸地帶的）。

1. 縱的利亞式海岸；如洛利安與堪佩爾附近的布列塔尼南岸；從摩累向東、向西的布列塔尼北岸。

2. 橫的利亞式海岸；如布列塔尼半島的西端，康瓦爾。

三、殘餘山岸（高的）

Ⅰ. 第一級海侵海岸。

1. 在海的不大作用下的；如棲克拉第斯。

2. 在海的强烈作用下的；如阿斯土里亞，朝鮮的西北岸。

Ⅱ. 第二、三級海侵海岸。

1. 在海的不大的作用下；如西科西嘉。

2. 在海的强烈作用下。

（一）縱岸；如新南威爾斯。

（二）斜交岸；如克文斯蘭，南愛爾蘭，中國的東南部。

（三）在橫岸及中性海岸上的（如加利西亞，愛爾蘭的西南部，朝鮮的西南，塔斯馬尼亞的南岸，維克托利等等）。

Ⅲ. 殘餘山的超進海岸；如從加的夫（Cardeff）到盆布洛克（Pembroke）的威爾士南部。

c. 桌狀山地的海灣海岸。

一、桌狀山谷海岸（在潮濕氣候帶內的）。

Ⅰ. 低的桌狀灣。

1.第一級海侵海岸。

2.第二級海侵海岸。

（ a ）無漲潮作用的；溺谷型；蘇聯南部（黑海與亞速夫海的北岸）。

（ b ）有漲潮作用的； 彼卡亭（Picardy）， 巴塔哥尼亞的東岸， 紐約與諾福克（Narfolk）之間的美國東岸。

3.第三級海侵海岸（北冰洋的歐洲與西西伯利亞沿岸， 英國的東部及西愛爾蘭的中部沿岸帶）。

Ⅱ．高桌狀海岸——被河谷割切的。

1.第一級海侵海岸（自果阿〔Goa〕向北的前印度的西岸）。

2.第二級海侵海岸（馬達加斯加的北部及北澳）。

二、具有開口間歇河谷（вади）的海岸（在乾燥氣候中的）——包括謝爾姆式海岸。

d． 火山海岸 海水侵入瓣狀細溝、火山口與其他火山生成物間的空隙中去。

1.冰川海侵海岸

a.峽灣式海岸

一、第一級海侵海岸（冰斗海岸）。

二、第二、三級海侵海岸

Ⅰ、褶皺山區（包括縱峽灣式海岸，橫峽灣式海岸似乎未見過）。 智利南部、哥倫比亞阿拉斯加及挪威北緯62°以北地方。

Ⅱ、餘山（大部分為中性的峽灣式海岸）。

1.在很高的同時有很多深谷 的 地 方（格陵蘭， 挪威的北緯 64° 以南的地方）。

2.在高度適中的山區與半深谷（拉布拉多）。

Ⅲ 桌狀山區（中性的峽灣式海岸）；冰洲，法列爾（Flers）島。

三、超進的峽灣式海岸（斯匹次卑爾根的西部）。

b． 伏崖海岸。

一、第一級海侵海岸（愛爾蘭島，愛塞耳島）。

二、第二、三級海侵海岸

Ⅰ、縱的與斜交的伏崖海岸（新蘇格蘭的東南沿海及紐芬蘭）。

Ⅱ、橫的伏崖海岸（萌島〔ls of Man〕，紐芬蘭的東北部）。

Ⅲ、中性的伏崖海岸——斯科利式海岸（瑞典與芬蘭）。

c． 冰川堆積區域的海侵海岸。

一、無漲潮作用的。

I、波登海岸（波美拉尼亞前部，達特群島）。

II、低險海岸（日爾蘭的東岸）。

二、有漲潮作用的（波斯頓與紐約之間的美國海岸）。

乙、衝蝕海岸

1.低的衝蝕海岸（桌狀山地的低岸）。

a.堅實的岩石（南澳洲）。

b.容易破壞的岩石（諾曼底）。

2.高的衝蝕海岸（大部分在褶皺地區，殘餘的基岩山地及高的桌狀山地的邊緣）。

c.被最晚的冲積土與生物遺體所圍繞起來的岸型。

I、被掩蓋的原生岸。

1.被冲積土掩蓋的原生海灣岸(突尼斯、阿爾巴尼亞、意大利的西岸)。

2.具有冲積地帶的均夷原生海岸（馬拉巴爾、巴西南部）。

3.環礁的岸。

II. 近代的被最近形成物所圍繞的海岸。

1.在溫帶氣候中的。

a.海的不大作用下的。

一、純粹的三角洲海岸（河口沉積海岸）。

二、港灣海岸（普魯士，蘭蓋多克）。

三、瀉湖海岸（羅尼河、尼羅河、波河等的三角洲）。

b.海作用很大的地方。

一、附有在漲潮時會被淹沒的鹽浸沼澤帶的海岸（北海的德國沿岸，美國的諾福克以南的東海岸）。

二、均夷的砂丘海岸　波美拉尼亞的西部、日爾蘭的西部、荷蘭、佛蘭德爾及加斯康。

2.在熱濕氣候中的。

a.具有紅樹科（Rhizophoraceae，審校者註，係熱帶泥土性海濱的一種植物）

b.珊瑚海岸（堡礁及環礁）。

3.在乾燥氣候中的(沙漠岸)(撒哈拉沙漠的大西洋沿岸、非洲的西南部)。

4.在寒冷氣候中的。

a.近極地的三角洲海岸。

b.冰川海岸（下降到海中的大陸冰川的邊緣）。

上面這個分類表中包括了各種極不相同的類型。

不過這裏必須指出的就是在他所講的範圍內並未提及海岸的演進、它們各個種類間的關係及其與地質構造的關係，而且也沒有確定每一種岸型的分類原則。

法國的地貌學家作出了比較簡單的海岸分類表；他們一共將它分爲五大類，這五大類中包括十一種類型。

Ⅰ. 平垣海岸（海岸平原）。

1.馬利蘭型（美國的東部沿岸）。

2.瀉湖型。

3.法國沿岸的瑪萊型或德國與荷蘭的臙浸沼澤岸。

Ⅱ. 褶皺區域的岸。

4.達耳馬地亞型。

5.法蘭西型（布列塔尼半島的西岸）。

6.里亞斯型。

Ⅲ. 斷層岸與火山區海岸。

7.希臘岸與南意大利岸。

Ⅳ. 古冰川地區的海岸。

8.峽灣海岸。

9.斯科利式海岸（南芬蘭）。

Ⅴ. 獨立的島嶼。

10. 火山島（時常呈鏈狀分佈）。

11.珊瑚島。

這個分類表綜合了一些海岸類型，比較簡單一些，沒有講到海岸的發育與它的特點。

李希霍芬的分類表比較全面，但也不是說沒有缺點。

在這個分類表中每一類型的實用附註是非常有限的。

島嶼 島嶼是四面環海的一塊陸地。它們有的在河裏，有的在湖裏，也有在海裏的。海與湖中的島嶼規模最大，起源也最複雜。

海島的面積是大小不同的。有些島的面積並不大，另外也有佔地很廣的洋島，這些洋島只比某些大陸稍微小一些。像這樣的島嶼有：格陵蘭——2,176,000平方公里，新幾內亞——790,000平方公里，婆羅洲——734,000平方公里及馬達加斯加——590,000平方公里等。

海島有的單獨地分佈着，有的成羣分佈，構成**羣島**。



圖204. 衝蝕島——伐佐脫

島嶼的地貌特點完全和大陸一致。在島嶼上也有和在大陸一樣的地表地形，其配合情況也和大陸上一樣。

研究地表這些形態的成因是很重要的。島嶼是由水的破壞作用與堆積作用、大地構造作用與火山作用等造成的。

島嶼的第一類可分作衝蝕（刻蝕）島，衝蝕島是由水的破壞作用所造成的。無論這種破壞作用發生在河湖或海中都可以造成衝蝕島。衝蝕島的結構並不複雜。它是在海蝕後由於地質構造的特點、分佈、岩石的穩定度、海流方向等特點而繼續保留下來的陸地。

衝蝕島的外形互不相同並且易變。從它們的分佈情況中可以看出它們與海水冲蝕方向的關係。

堆積島嶼。是水中載運着的疏鬆物質堆積而成的。它們時常由砂礫石組成，有時也含有貝殼及其他的物質。堆積島不會有很大的規模，同時它們在水面上升起得也並不高，它們一般都分佈在近岸地帶及淺水處。

內力作用或一部分由於生物作用所造成的島嶼分佈甚廣，它們在島嶼地形上有很大的意義。內力作用造成的島嶼係指那些由於構造運動與火山噴發作用生成的島嶼而言。

構造島嶼是在上升與下降地方形成的。從測高學上說來，下降地方的島嶼是被海水淹沒了的大陸上最高的一部分。構造島嶼的外形反映了它的結構。特別是構造隆起地區的島嶼其分佈往往呈花環狀——突向赤道的拋物線。

李希霍芬基於島嶼的起源作出了下列分類法:

A.大陸島嶼

不獨立的

海水侵入大陸低地而造成的島嶼（單獨的）。

1.里亞斯式，2.割切的，3.峽灣式海岸的，4.近河口的，5.斷層的。

獨立的

1.大陸邊緣島嶼。

2.近陸島嶼。

3.大陸的外部碎塊。

Б.寄生島

1.眞火山島， 2.珊瑚島。

В.冲積島

在這分類表裡，反映島嶼的地理分佈情況者較多，而反映島嶼起源者較少。在這個分類表中並未確定島嶼的獨立性與非獨立性的概念，還有他對於"寄生島嶼"所下的定義，也很少有人贊同。

此類地形的比較妥善的分類表是由愛傑爾什傑茵提出來的。他將島嶼分類如下：

A.大陸島嶼

1.近岸島嶼 ⎧ a.刻蝕島
2.陸棚島嶼 ⎩ b.堆積島

3.洋島（深海的大陸島）

Б.天然（таласохтонный）島

1.火山島

2.珊瑚島 ⎧ a.環繞礁
⎨ b.堡　礁
⎩ c.環　礁

不消說，上述的島嶼分類不僅是依照它們在海中的分佈情況而分類的，同時也是依照爲其起源所决定的地貌特點而分類的。所以從這方面看來，愛德爾什傑茵所作出的島嶼分類表要算比較精確與比較完備的了。

按照起源、分佈情形與地形特點，島嶼可分爲：

I.冲積島

II 單獨的（大陸）島 ⎧ 1.刻蝕島
⎩ 2.構造島

III.大洋島 ⎧ 1.結構島
⎩ .叠置（насаженные）島 ⎧ b··ɐ山島
⎩ 火珊瑚島

冲積島嶼是由湖、河、海中的物質沉積而成。它們是由疏鬆物質組成。冲積島的地形是千篇一律的，面積並不大。它們分佈在離岸不遠的地方。伸出水面不高（約2—3公尺）。冲積島的表面是平坦的。它們的細微地形都一樣，是由古老的海岸沙堤及沙土的堆積地所構成的，後者的外形時常因風力而改變。它們的特點是具有一片寬闊的沙灘。

大部分的冲積島位於大河口，沿後退的海岸。它們的後邊緣常爲瀉湖所圍繞；瀉湖在沿着低岸的地方到處都可以看到。冲積島的例子有德聶伯河口的札雷加奇與簡特羅夫沙嘴及亞速夫海的烏特柳茨基島。

單獨（大陸）島是在海的磨蝕作用或構造沉降運動下以及低地被水淹沒後與大陸隔離而生成的。在被淹沒地區內島嶼是陸地超越於水平面上的最高地段。它的地形特點一方面是由它們所脫離了的大陸的地形特點所決定，另一方面由海的破壞作用所造成的地形來決定。

刻蝕的單獨島是靠近海岸線的大陸的不大的地段。它們的突出特點是具有一般高岸的鮮明的外形。在它們突起部的脚下有呈沙灘窄帶狀的海蝕遺跡、很多的浪龕與經常保持新生氣象的懸崖。刻蝕島的岸時常因受地滑運動的影響而變得複雜。它們伸出水面的高度與其所脫離了的毗連大陸的高度相一致。刻蝕島的面積由於海浪的破壞作用而逐漸縮小。過了一些時候它就完全消逝了。這時在靠近海岸線的地方又有新生的單獨島來代替它們的位置。這些新生的單獨島也同樣地遭受海的冲蝕。刻蝕島的數量在散碎地區（отдельно взятый район）內很多，有時甚至有幾千個。在海岸線被切斷的地方，它們的數目較多，而沿着平坦的海岸線，則很少能看到它們，甚至於完全沒有。芬蘭、挪威、瑞典、格陵蘭、巴塔哥尼亞及達耳馬地亞等地的沿岸地帶就有很多的刻蝕島。黑海的蛇島及奧查科夫島都屬此類。

單獨的構造島是一種分佈很廣的地形。它們通常成羣地分佈着，形成羣島，或孤單地升起在一片廣闊無際的洋面上。這一類位於陸棚或大陸坡範圍內的島嶼乃是位於沉降到海平面下的石基之上的隆起地。

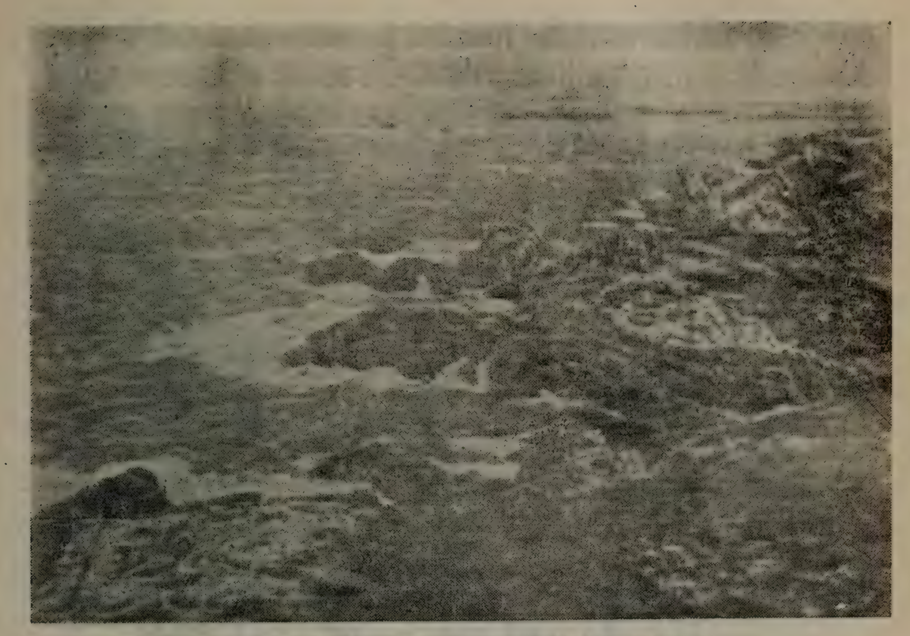


圖205. 衝蝕海岸。烏斯桑島的克烈阿拉岩石

這種島嶼是在大陸長期沉降因而有的地方發生了海侵而形成的。由於海水流入沉降陸地的窪處，隔絕了個別的高地，在高地之間便形成海峽。以後；海蝕作用慢慢地破壞着海島，使它們形成了一種海蝕岸所有的外形。島嶼的破壞工作進行得非常强烈。有時候這種島嶼在斷裂與沉降的地方形成；以後會在大陸與大陸的被分割部分——島嶼之間充滿了水而形成海峽。

隔絕構造島與大陸的海峽大半都不太深。構造島嶼大都分佈於陸棚界內。有時島嶼與大陸之間的海深度達 3,500 公尺以上，如莫三鼻給海峽就是這樣。有很多著名的羣島，如不列顛羣島、法蘭士約瑟夫地、北地島、新西伯利亞羣島、新地島、北極羣島、北美羣島、格陵蘭、塔斯馬尼亞、馬達加斯加等都屬於單獨的構造島之類。

洋島一般位於寬闊的洋面上，跟近代大陸之間沒有血緣關係。它們形成於洋底的升起地帶。後者是矽鎂層的不平面。島嶼高地作有規

律的分佈，它們常構成圓弧，在北半球上，圓弧主要是東南向，它的突面向赤道。在這些突出部分的範圍內洋底時常發生强烈的火山作用。

洋底上某些隆起地的發展會造成突出洋面的高出部分。這樣就形成花環狀或鏈狀的羣島，它們成爲弧狀圍繞着邊緣海。當洋底的隆地未升出洋面時，它們的存在可以從火山構造與珊瑚構造中覺察出來，



圖206. 近岸珊瑚礁

這些火山構造與珊瑚構造就是分佈在由洋底隆起地塊所構成的基底之上的。

構造島嶼常呈羣島狀分佈，在它們的分佈範圍中各個島嶼的位置是在一條拋物線上。構造島的規模非常大，這一點可以在爪哇、新西蘭等大羣島中看到。構造島嶼的地勢是多種多樣的，它主要是由大陸構造運動及複雜的火山現象所造成，由於這樣，海岸線通常也具有複雜的外形。構造島嶼的例子有太平洋中的日本群島、菲律賓羣島、巽他群島及安的列斯群島等。

疊置洋島可以分爲兩大類：火山群島與珊瑚群島。

在火山羣島的分佈中可以看到一定的規律性，這種規律性與上面所講的洋底上的隆起地及構造島嶼有很密切的關係。火山總是位在海洋底構造隆起地的上面。它的噴發可以在水下也可以在水上，水下的噴發往往是火山羣島發育的開始階段。

火山群島大都是成羣地分佈，這種群島也沿着和構造島嶼一樣的拋物線伸展。在弧形的火山羣島範圍內各個島嶼的特點在於它們具有非常 複雜的 海岸線 外形。火山羣島的大小 變化不定。但一般面積不大。它們 伸出海面 很高，如夏 威夷羣島中有一些 火山頂部超出水面 4,000 多公尺。在太平洋中火山羣島特別多，而在大西洋及印度洋則較少。

如果我們研究一下觀察火山群島的地質發展歷史，則我們應該把它們看做大洋中陸地形成的第一個階段及洋底隆起地升出海面的第一個預兆。這個發展的第二個階段就是構造島嶼。

珊瑚群島祇有在熱帶中才能形成，因爲構造成這種島嶼的珊瑚祇能生活在含有正常鹽份及海面的水溫度不低於20° 的海中，並且要在深度不超過30—60公尺的地方。從地形上來講，珊瑚構造有各種不同的形狀。它們可分爲環繞礁（或岸礁）、堡礁與環礁，它們相互之間還有各種過渡的型式。

岸礁是珊瑚構造的一種，它們發育於淺水地帶及近岸部分。珊瑚柱向岸旁繁殖， 使岸接長。 在這種情況下珊瑚結構的外側成了海岸

線，而它本身則成了原生岸的邊緣。邊緣的寬度漸漸增大，在某些情況下它可以到達很大的面積。

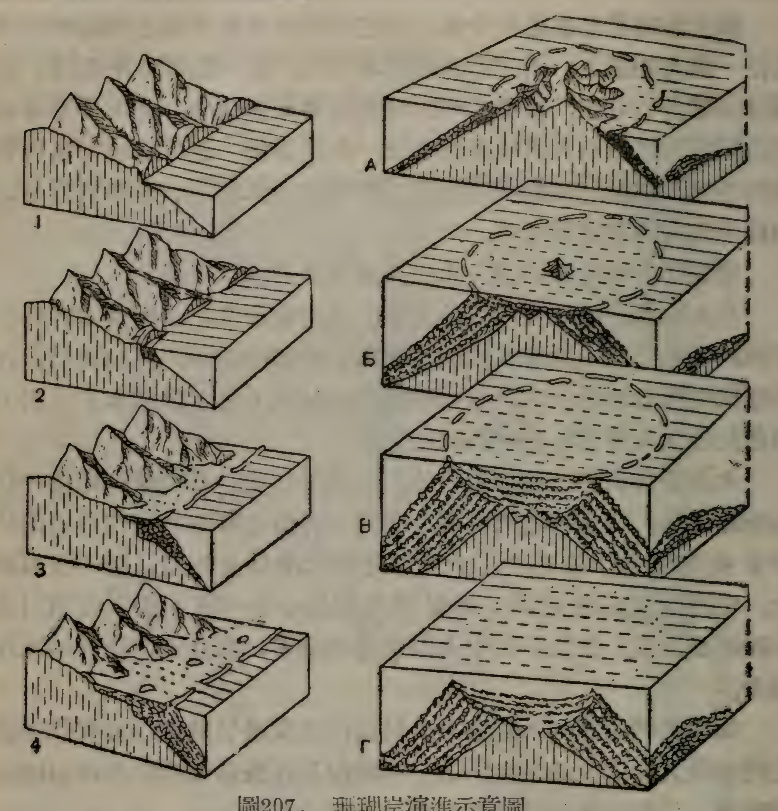


圖207．珊瑚岸演進示意圖

1—懸崖岸；2—開始岸的正向運動；濱海懸崖的底部被水淹沒了，出現了岸礁；3—開始形成堡礁，寬闊的海灣說明了淹沒的程度頗大；4—已經發育得很好的堡礁、寬瀉和島嶼。А—被堡礁所環繞的島嶼；Б—差不多成環礁了；В—環礁；Г—被水淹沒的環礁

如果珊瑚位於寬闊的近岸淺水區內，那麼它們的柱的外形呈不正規的漿形的暗礁塊，分散在淺水帶中。珊瑚結構的這種類型稱爲岸礁。隨着時間的進展，海岸暗礁的各個珊瑚柱會集合在一起，成爲環繞暗礁。

堡礁多呈围墙狀環繞着大陸。岸與堡礁爲瀉湖與帶狀的海隔開，這些瀉湖或帶狀海的寬度達數公里，有些甚至達幾十公里。瀉湖的深度一般不超過一百公尺。堡礁的寬度有幾百公尺，極少達於一千公尺。堡礁差不多是不露出水面的，它的面祇有在退潮時才呈不大的島嶼狀露出水面。

堡礁的長度可達幾千公里，在這樣長的距離中它們都是不相連的。在某些地方它們斷裂成通道——寬溝，珊瑚瀉湖及大洋中的水通過這些寬溝進行交替作用。在澳洲的東岸、新幾內亞、新加里東島及沿太平洋的一些島嶼都有很大的堡礁存在。

沿着澳洲東岸分佈的堡礁一直伸展約二千公尺長。它與大陸沿岸的平均距離是30公里。有時增大到170公里。在新加里東島沿岸的珊瑚堡礁長1,500公里。其與岸的距離約爲12公里，珊瑚瀉湖的深度不超過20-50公尺。暗礁的寬是200—1,000公尺。在斐濟羣島、大小安的列斯羣島與夏威夷羣島、紅海等地都有堡礁存在。在幼年的構造隆起地區內堡礁有上升到距水面很高的地方。這種現象可以在古巴、牙買加羣島、小安的列斯羣島、巴貝多斯及爪哇南岸等地見到。升出水面的珊瑚結構的地形是複雜的。尤其是在這裏喀斯特作用發育得很好。從島上流下的小河到珊瑚構造地帶時就消失在它們中間，滲透到它們的深處，形成地下河流而後流入海中，這種隆起地段時常將平時隱藏在水中的珊瑚構造的複雜的結構與外形暴露出來。

環礁這是一種生長在大洋的熱帶與亞熱帶區域中的環狀的珊瑚構造。環礁的四圍呈圍墙狀，封閉了其中的瀉湖。圍墻有的完整無損，也有的局部斷裂，這個時候環礁就成了羣島的環，而內瀉湖則通過幾條溝道與大洋相通。環礁的外形與大小是形形色色的，它們的外形有圓的、橢圓的、不正規的稜角三角形、四角形及漿形等等。環礁的直徑大半在2—3公里，而有時也能達100公里。在不大的環礁中常常沒有內瀉湖而具有盆狀的圓形凹地。如果它有瀉湖的話，那麼瀉湖的深度也不會超過70—80公尺，寬度約爲1000公尺。環礁伸出水面的高度最多不超過10—15公尺。

環礁的外側很陡地向着大洋低落。在這一面可以見到珊瑚構造遠超過90公尺——珊瑚所能生存的最大深度。過去曾有許多人企圖根據

這些情況來解釋環礁發育的特點與條件。

按照達爾文的見解，環礁是在海底緩慢下沉的部分發育的。如果在洋中存在有任何的島嶼，那麼在它的斜坡上，在不深的地方珊瑚就開始建造起自己的結構來。這些結構伸出水面後，就形成了海岸的環繞礁。我們都知道暗礁的生長是在外面的一邊進行的。可以想像：當洋底和珊瑚構造一起開始沉降時，在沉降的洋底的外側就會有新的珊瑚構造平行着已經沉降了的珊瑚生長起來，這樣的環繞礁會逐漸轉變爲堡礁。當洋底繼續沉降時島嶼由原生岩組成的中心部分就會隱沒到水中去，而堡礁就變成了環礁。但是當人們對珊瑚構造進行了更深一步的研究後，就發覺到在很多情況下達爾文的理論並不能解釋環礁的起源。

密勒作出了一個假定，認爲環礁是按照這樣一個次序形成的。開始由於火山作用的影響形成了淺灘。在淺灘上發育着很多底棲動物。這些動物羣構成了岸。當海水浸沒到岸的一定程度時，在岸邊出現了珊瑚。當珊瑚大量繁殖以後就會漸漸增大暗礁的面積，結果形成環礁。在這種情況下，在環礁的發展階段中沒有經過岸礁與堡礁兩個階段。

傑里發表了暗礁形成的新理論。按照他的講法，所有的島嶼包括珊瑚島在內，都是年青的冰期以後時期的產物。依照傑里的意見，冰川時期的海洋的面要比現在低得多，因爲有大部分的水在陸地上結成了很大的冰蓋層。這時第三紀的珊瑚構造曾被破壞過，並受到海蝕。隨着冰川的開始融化，洋面逐漸升高。這時新的珊瑚構造就會使暗礁的厚度增加到珊瑚所能生存的最大深度之上。

這個關於環礁起源的理論不能與達爾文的相比。特別是傑理的見解不能越出臆測的範圍。在大部分情況下關於環礁的形成是可以用達爾文與密勒的假定來解釋，在某些個別的情況下珊瑚構造可能形成於海蝕地區內，就像阿加西與加丁納爾所敘述的那樣，達爾文與密勒兩人的理論是可以互相補充的，他們都同意於洋底的升降運動或波浪運動的說法。

很明顯的，當海浪上升時，環礁的發育就像密勒所假定的那樣進行；而相反的，當海浪下降時環礁的發育則如達爾文所述的那樣進行。

因此，在我們面前就存在着同一個“叠置的”珊瑚地形的兩個相。

珊瑚構造在洋面地形上起很大的作用，最大的珊瑚構造分佈在太平洋中，而有一部分在印度洋，至於在大西洋中則很少看到。這種現象大概是因爲各個海洋的構造不同所致，也可能有一部分是由於各大洋的歷史與年齡不同所致。

8.乾燥氣候區的地貌

總述 沙漠地形，或者說乾燥地區地形，甚爲多種多樣。乾燥地帶和半乾燥地帶，尤其是沙漠乃是這些地形的發展的有利條件。

沙漠的特徵在地理上簡直是奇談怪論，照瓦爾捷爾的話是："有風暴而無雨，雲雨不能浸潤地面，水源不能形成小溪，有河流而無河口。無名的湖泊沒有固定的湖岸，它們有的過了幾年就消失了，有的隨着時間的進展而變更了位置；多鹽而無水的湖泊甚至在最嚴寒的冬天也不會結冰；河床無水及三角洲堆積層是乾的；窪地低於大洋水平面；岩塊外表堅硬裡面却包裹着很鬆軟的核。白色砂岩構成的懸崖覆有黑色的保護殼，錯縱複雜的多分歧的山谷有時朝上有時朝下；寬大的窪地——地塹——中，沒有任何溪谷；樹無葉，鳥無翼"。

沙漠地區——風的作用最活動的場所——的特點是由氣候的特點所決定的。上面已經提到，在乾旱地帶雨落得很少，每年降雨量不多於200—250公厘，而且降雨的次數也是不平均和不定期的：有時在幾年內祇下一次大暴雨。

沙漠地區的空氣極乾燥，相對濕度有時要降低到5—10%，蒸發量比每年降雨量要多出好幾倍。

沙漠和乾燥地帶的晴朗無雲的天空主要是晝間地面烤得極熱而在夜間地面劇烈地冷却所致。這樣就使得土壤的晝夜溫度差在60—70°之間，而空氣的晝夜溫度差在35—50°之間。

最後，位於亞熱帶的乾燥氣候地帶還有一個特點，就是它們都分佈在沒有注入大洋的水流的地帶之內。這就使得這些地帶的地表面特點中更增添了一些特徵。

根據統計，無水流外洩地區的面積共爲28,000,000平方公里，佔大陸全部面積百分之十七。他們在各個大陸上的分佈情況是這樣：

歐洲	大約	400,000平方公里佔大陸面積	5%
北美	大約	1,000,000平方公里佔大陸面積	5%
南美	大約	1,400,000平方公里佔大陸面積	8%
澳洲	大約	3,300,000平方公里佔大陸面積	43%
亞洲	大約	10,000,000平方公里佔大陸面積	24%
非洲	大約	12,000,000平方公里佔大陸面積	40%

無水流外洩地區所處的孤立狀態是具有很大意義的。由於這樣，這裡地形的發育就不是由於一般剝蝕水平面（海洋）的位置所決定。各個地區是獨自發育的，各地都有自已的剝蝕基準面，這裡的基準面就是在沙漠地帶常見到的窪地。沙漠地帶的剝蝕基準面會在很短的時間內變動。這是因爲乾旱地區的低地會很快地被風化產物所填滿，這樣就引起了侵蝕基準面的變化。

空氣非常乾燥與土壤異常乾燥使得沙漠地帶的雨水在降落後立刻就被蒸發掉。在下降和蒸發過程之間，沿着地面流動的流水還有可能進行一些侵蝕作用，這種作用在乾旱區域的地形上倒還起着相當大的作用。上述的情況並且使得由潮濕氣候地帶流到乾旱地帶的河流於沙漠中消失。除了一般水成地形外，乾燥氣候地帶中廣泛地分佈着爲沙漠區域所特有的乾旱地形。它們也是非常多樣的，並且因乾旱地面的地點不同與地下水情況的不同而互有差異。

乾燥氣候地帶溫度變化無常而造成了劇烈的、主要是物理的風化作用。風化地形對乾燥地區的地貌起着很大的影響。風化產物常常堆積成岩堆狀或巨大的岩錐狀。大量的疏鬆風化產物就成了風起作用的材料。沙漠地帶的風力作用促成了沙漠氣候中的特殊的氣溫情況以及植物覆蓋層的貧乏。在十九世紀末葉，學者認爲風力是構成沙漠地帶地形的主要因素。後來對風的作用的評價又各有不同。特別是像北美沙漠地帶風力的地質作用是完全否認的，地面沉積物和地貌的形成乃是水的作用的結果。由於後者在乾燥氣候的條件下，是一種罕有的現象，所以有的學者認爲沙漠地帶水成地形乃是該地在比較潮濕的氣候條件下地形發育的早期痕跡。這樣的結論完全是有根據的，因爲在陸地的任何地區都可以依照生成與年代的不同而區別爲構成地表的、種種不同的形態。必須注意的是：現代沙漠地帶的原生地形無疑地是在該地具有乾旱氣候之前構成的。在乾燥氣候的條件下，發育的只有決定乾燥氣候地帶外貌特點的外力加給的外形。風的作用是乾燥地區地形的改變外形，在各個不同的地區風力的意義是不同的，很明顯，關於風力意義的大小我們必須依照沙漠地帶原生地形的改變程度

來估計。

作爲乾旱地區的地質因素的風，起着雙重的作用。在某些情況下，它毀壞了原生的不平地，形成一種新的外貌。而在另一種情況下，又聚積一些疏鬆物質，造成了完全新的不平地。這些地形和因水份蒸發而生成的地形一樣，只能在沙漠地帶內生成，因此也可以看作沙漠地帶的特徵。

根據乾燥氣候地形轉變的方向，可以將乾燥地帶的地表面的外形綜合如下:

Ⅰ.風化地形
- 化學風化地形，沙漠岩漆
- 物理風化地形

Ⅱ.乾裂地形
- 沙漠皮（пустынная кора），鹽沼（солончаки）
- 龜裂地（такыры）

Ⅲ.吹颺地形
- 颳蝕壁龕，石格窗，颳蝕穴（ярданги）
- 間歇河谷（вади），颳蝕凹地（фульджи）

Ⅳ.風積地形
- 覆蓋沙
- 沙堆沙
- 新月沙丘
- 壠崗沙

每一類可以分成一系列無數的和各種不同的地貌單元，在乾燥氣候地區中，這些單元的配合是極爲多種多樣的。

化學風化地形 乾燥地區中化學風化作用只起着從屬作用。化學風化表現在岩石被沿着毛細管循環的礦化水所損毀。鹽水溶液對岩石破壞作用在內部產生。礦化水可以將岩石毀壞成鹽質的粉末。礦化水蒸發後，溶鹽就沉積在岩石面上形成特殊外表—沙漠岩漆。沙漠岩漆膠結了風化岩石塊的表面，因此這種岩石塊在很長的時間內能以保持原來的形狀，乍一看，好像是非常堅固的一整塊。但是，只要用鎚子一敲，他們就很容易碎裂成爲碎塊和粉末。

岩石內部的風化作用進行得非常迅速。瓦爾捷爾發現，在傑爾蘭

窪地中構築古老埃及堤壩的鑿齊的石頭，現在其內部已經空了。這是因爲風力經過保護殼的已破壞的地方把石塊風化了的成分吹走的緣故。在築成赫福林金字塔的石灰岩塊上也可以發現這種現象。

沙漠岩漆是具有幾公厘厚的覆蓋岩石和岩塊的深色殼。在受到沙土摩擦之後，這個殼就具有了玻璃光澤的平滑面。錳和鐵的化合物對沙漠岩漆的形成起着主要作用。沙漠岩漆在各種岩石上的覆蓋程度是不同的。例如：在多矽酸岩石上形成的殼就發育。有些石灰岩幾乎是沒有沙漠岩漆的，或者表面只是一種很淺的褐黃色。

但是沙漠岩漆並不僅僅是在乾燥氣候的條件下發育的。靠近阿爾卑斯山冰川的懸崖上也常顯露出黑色的殼甚至在南烏克蘭蓬蒂統年代的石灰岩層面上也發育着黑色殼。在德聶伯河附近的結晶岩地帶中，爲河水所冲刷的花崗岩上也有表現得很明顯的黑色殼。

物理風化地形 在乾燥氣候的條件下，由於溫度驟然變化，物理風化作用是非常激烈的。風化生成物大部是不大的、稜角形的碎片，這種碎片成密層而常佔據廣大的地方。這樣就造成了岩堆（каменистые россыпи）。

有時候在沙漠地帶發生大塊岩石的球形風化物。由於石頭面的導熱性不大，因此太陽光就很快地使石頭表面烤得很熱，而其內部烤得並不熱。晚上則相反，灼熱岩層的表面急劇地冷却下來。這樣，灼熱和冷却便對岩層表面起了劇烈的影響。因此，風化部分便形成外殼而與石塊脫離。"外殼"分裂時常常發生一種像放槍一樣的劈裂聲，這樣現象多半在晚上發生。球形的岩石和岩堆一樣，乃是石漠地帶特點之一。

乾裂地形 乾裂地形是乾旱地區最凸出的一個特點。它們發生在地下水漸枯竭及水層距地面不深的地區，以及曾經有過暫時湖泊的地帶。沙漠皮和鹽沼都是地下水乾涸初部外形。

沙漠皮是沙漠地帶表面的疏鬆的生成物爲碳酸鈣、石膏和食鹽等膠結起來的表層。這種膠結層分佈在地面上，也常見於某些不太深的地層中。它們呈堅實的板石狀，常形成礫岩或角礫岩，厚度達兩公

尺。礫岩中的膠結物有時聚積得非常多，以致被膠結的物質全被擠出，而剩下的幾乎是純粹的石灰岩和石膏。這種鹽層的表面上密度很大。愈到深處其密度愈小。

沙漠地帶鹽殼的形成還沒有被研究清楚。舒金曾經作出結論說，某些地層中的石灰和石膏的堆積可以認爲是："雨水冲積的結果，換句話說，石灰—石膏層可能是土壤剖面中的淤積層"。由於對沙漠皮起源的說法不一致，因此對於它的年代的估計也就互不相同。有些學者認爲沙漠皮乃是沙漠地帶殘餘的形成物。它並且是過去的比較潮濕的氣候的證明。另外一些人認爲沙漠皮是近代的形成物。

各國都曾敘述過沙漠皮的存在。很多區域的沙漠皮都很出名，如：美國西南部、墨西哥、波美蘭尼亞、埃及、突尼斯、阿爾幾爾，摩洛哥。格拉西莫夫在蘇聯烏斯特烏特高原的殘積層中曾發現結晶石膏層。作者在克塞爾庫姆南部曾看到由黃土組成的沙漠皮。這種保護殼在爲大量沙土所覆蓋的典型沙漠地帶中並不發生。例如卡拉庫姆廣大沙漠地帶就是這個樣子。在這裏具備了形成沙漠皮的優越條件——極度礦化的土中水層分佈得並不深，並且蒸發得很厲害，但是沒有保護殼。在克塞爾庫姆沙漠地帶也可觀察到同樣的現象。

大量的鹽類物質在沙漠地帶覆蓋沉積物上層的聚積是在這種情況下進行的，就是：在土壤具有毛細管作用很强的時候，而黃土狀的覆蓋土壤比較適合於這種條件。這種現象發生在地面上有堅實岩層，尤其是石灰岩殘積物的時候。最後，在乾燥氣候區的土壤上層，鹽份堆積作用是需要很長的時間的。在沙漠地帶的年青的地形中是看不到這種沙漠皮的。

假使乾燥氣候地帶中地下水的層位並不深的話，那麼很快就會蒸發掉。因毛細管作用而上升的、極度礦化了的水把大量的鹽帶到地面上來，這些鹽就浸透了土壤的表面部分並堆積在地表上。這種被鹽水浸透的地面通常有疏鬆的或濘泥的兩種，得視其爲水浸潤的程度決定，我們稱它們爲鹽沼。鹽沼是沙漠地帶分佈非常廣的地形。久而久之，鹽沼不但出現在礦化水蒸發的地區，而且擴展到淡水蒸發的地區。

鹽沼通常分佈在乾燥地帶較低的地形中。它們多位於寬廣的封閉凹地中的古河床的低處。被帶到地面上來的、堆積在鹽沼裡的大量鹽份，其數量可能很多，甚至達及幾公分厚覆蓋着土壤。由於鹽沼的閃閃發光的白色，看上去好像是爲雪所覆蓋的土地。沙漠氣候中的這種



圖208. 烏茲別克斯坦黏土地帶地表上的乾裂隙(維諾格拉多夫攝)

地形通稱爲**沙漠雪**。在中亞細亞的沙漠中有很多的鹽沼，當地人稱它們爲索爾（Cop）。在烏斯特烏爾特凹地，沿着古老的卡拉庫姆凹地（"間歇河谷"〔Узбой〕）及裏海附近地帶，鹽沼的數量尤其多。

在雨雪水暫時積聚的地帶中，又有一些異樣的乾裂地形頗發育。這些地形就是爲人所熟知的龜裂地（圖209，210），它們形成於那些曾是暫時湖泊底部的、完全平坦的、淤泥質的大塊平地上，上述的暫

時湖泊常見於那些有雨水、雪水停貯而後又乾涸了的地方。這些暫時性的湖泊很容易變更位置。它們通常發生在與山區相連的沙漠區域，在這些區域裡洪水、暴雨水在很短時間內急驟地流向山麓，造成泛濫而形成湖泊。以後再經過一些時間湖水又流向最低的窪地，由於這樣，就發生了湖岸線的"旅行"的現象。在乾燥氣候條件下在每次湖泊變動位置或乾涸時，都會發生面積寬廣的龜裂地。

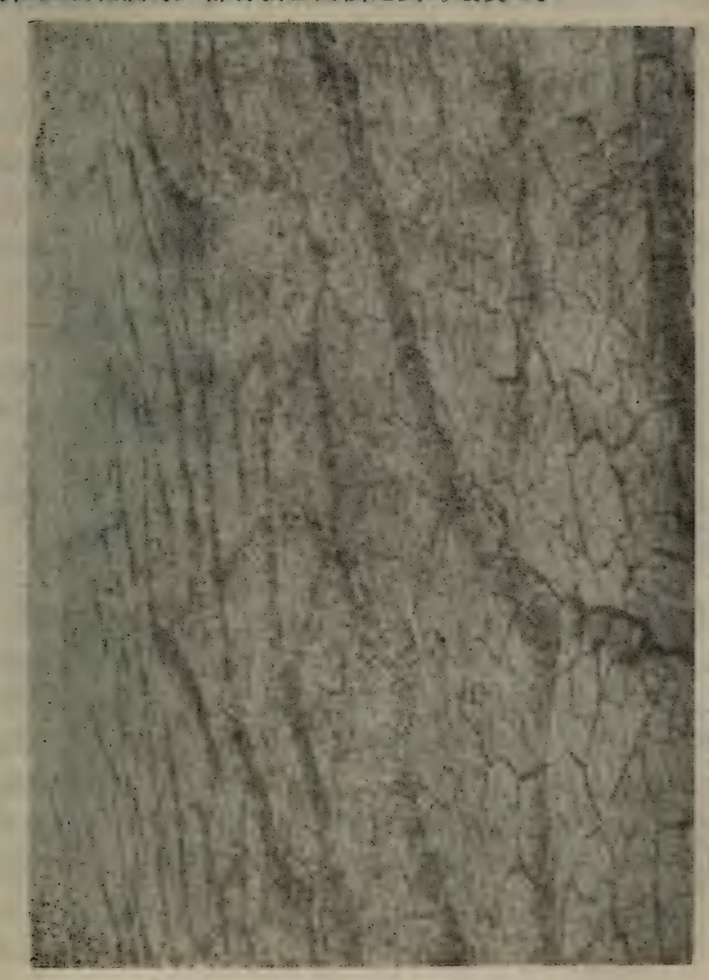


圖209. 分裂成多角形塊狀的龜裂地表。中亞細亞（維諾格拉多夫攝）

乾旱龜裂地的平坦的面常被裂隙分爲很多的多角形的碎塊（其大小不定，但其直徑不超過幾十公分）；它們是由變硬的淤泥所構成的片狀物。在未經破壞的情况下，龜裂地足可以受得住馬的踐踏。但是，如果我們只拿起一片來，則這樣的多角形的薄片很容易被我們揉碎。在有一些雨水的沙漠中，當人們爲存水而將這裡的水導入溝渠、注入旱井時，也常發生這樣的龜裂地，上述的旱井在中亞被稱爲卡基（каки）。

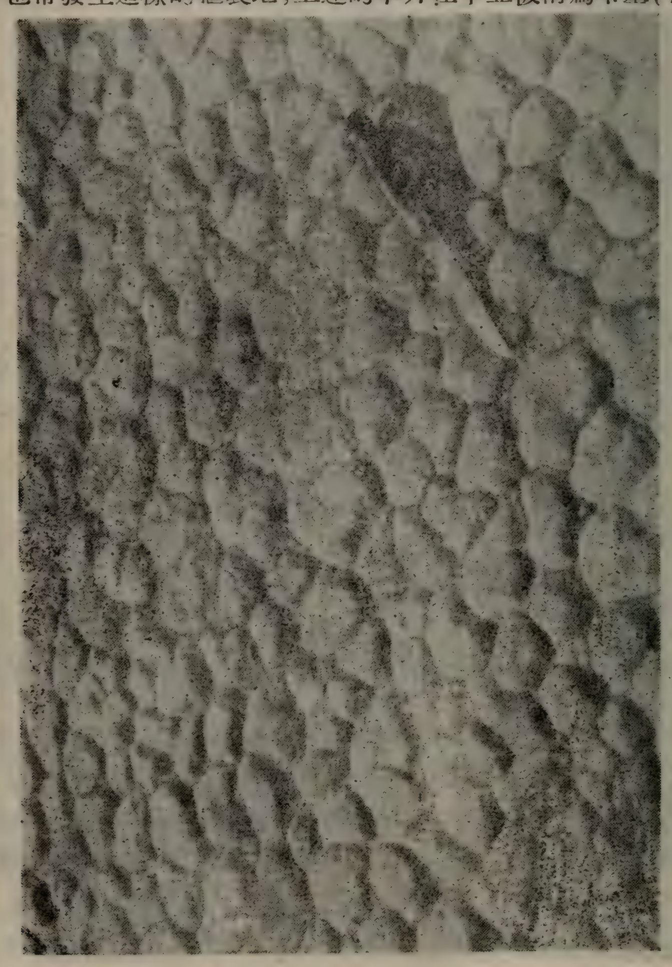


圖210．龜裂地表面詳圖

吹颺地形 因風的吹颺作用而發生在乾旱地區的地形是極爲常見並且是極爲多種多樣的。因吹颺作用而構成的基本地形有：法老王（譯註）之柱、石格窗、沙漠波紋、颺蝕壁龕、颺蝕穴、颺蝕凹地、間歇河谷及許多其他地形。

吹颺地形乃是一種桿狀、柱狀、角錐狀以及其他類似形狀的高地。它們發生在岩石破壞作用和風的吹運破壞產物作用進行得不平均的地方。上述的不平均的情形可能是由割切程度、裂隙方向、成層特點及成分以及其他原因所決定。這些隆起的存在形成了非常特殊的沙漠地區的"破壞地形"。奧勃魯契夫曾經描述過最有趣的破壞地形的例子，這就是準噶爾盆地的卡拉阿拉特山麓旁的所謂"風城"。這個風城由中生代的砂岩和各種顏色的黏土所組成，它們的層列近乎水平。由於侵蝕、風化和吹颺等作用而被破壞了的砂岩具有地形的種類特別多。

在非洲北部離捷列格（Телег）不遠的名叫阿戛東（agatou）的地方，久弗爾（Дюфур）曾描述過與上面相類似的地形。這是一些高度爲10—12公尺呈鮮明的樑齒狀突出於地表面之上的隆起，它們沿南北和東西方向分佈，有時相交成直角。依照杜弗爾的解釋，這些樑齒是由於當地岩層的堅實性不同而生成的。樑齒是一種較堅固的岩脈，它填滿了高原岩層的斷裂。經過剝蝕作用的岩脈造成了隆起的樑齒。

岩石破壞生成物具有獨特的角錐狀，通稱爲琢磨卵石或角錐狀卵石。這些風化生成物有時就造成了廣闊的岩堆。

沙漠中的風力研磨作用，使得堅實的岩石表面發生了風浪的痕跡—沙漠波紋。沙漠波紋（圖217）是一種微型外形，這種形狀在由砂岩和石灰岩組成的懸崖上常常可看到。還有，在溫和潮濕氣候的條件下，沙漠波紋在岩石面上也能發育。這種現象發生在那些地形特徵創造了加强空氣循環條件的地方，例如，在峽谷地帶、嶂谷地帶、在朝向平原陡峻的山坡上。在北高加索的懸崖面上，在德涅斯特盆地的峽谷中突出的志留紀石灰岩層上，以及其他地方都有這類生成物。

（譯註）古代埃及國王的稱號。

颾蝕壁龕和沙漠波紋一樣，也是在懸崖和陡峭的崖壁等上發育的一種微形地形。颾蝕壁龕是一種圓形的或是不規則的橢圓形的凹穴，其直徑不超過15—20公分。凹穴的進口處比擴大了的和深入於懸崖中的那一部分壁龕要狹一些。壁龕是成羣地分佈着，在它們中間僅隔以狹窄的石條。因有這種生成物，懸崖的面便具有石格窗的形狀。石格



圖211． 落基山中的吹蝕地形"石頭花邊"

窩發生在各種岩石的表面；在由黃土、白堊和石灰岩所構成的峭壁上形狀表露得最好。它們是在極短的時間內發育形成的。譬如，在敖德薩地區，幾十年前的建築物中，在用來做房基和墻壁的、原來被鑿齊的蓬蒂期石灰岩上，現在已經形成了巨大的石格窩。此外，在普羅望斯的古老建築物的墻壁上，在1533年建造的海德堡上城堡塔的墻壁上，



圖212. 北美烏特山砂岩由於風力侵蝕的結果而形成的岩形菌石

也有這種颳蝕壁龕。

由於沙土的研磨作用在泥質岩層上就形成了順着主要風向而伸展的溝、各種凹穴與槽。這些凹穴——颳蝕穴——外表很像石灰岩的冰斗面。溝的範圍並不大。它們的深度只有在很少的情況下才達到一公尺。

在沙土覆蓋的條件下，風力吹颺作用就形成了低地，這些低地分

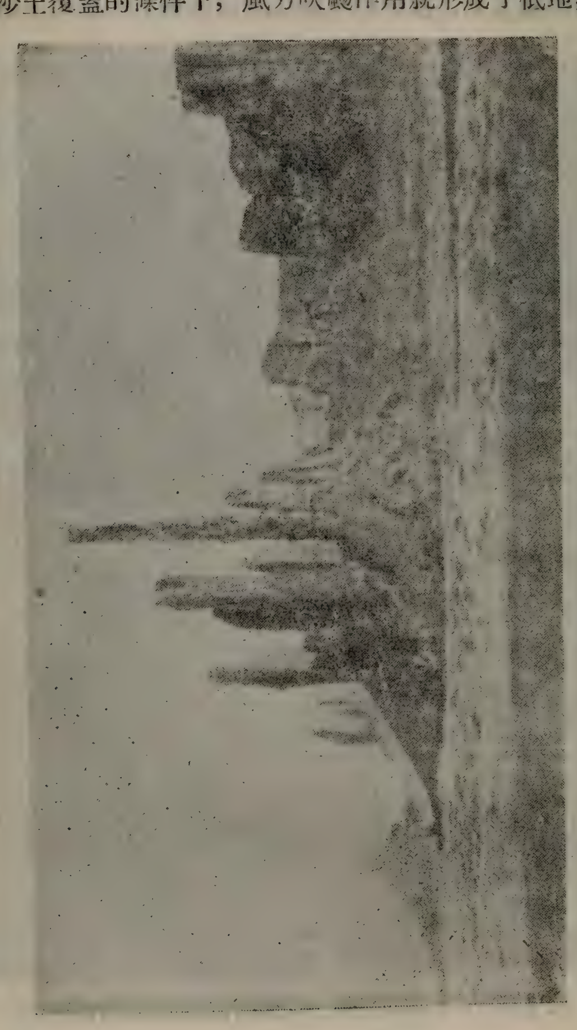


圖213. 阿里松的風成柱

佈在沙土被吹走的地方。其中最有趣的是飈蝕凹地和間歇河谷。

飈蝕凹地（фульджи）是一種橢圓形的凹處，好像巨大的馬蹄印。

阿剌伯沙漠的飈蝕凹地是一種半月的形狀。循着風的方向，前面凹下的地方是飈蝕凹地最深的部分。凹下那一邊最陡峭，與其相對的是開敞的邊緣是平緩的，它漸漸上升與鄰近的沙地相結合。

飈蝕凹地成長排分佈，並向主要的風向伸展。規則外形的飈蝕凹地只能在沙土層非常厚的地方見到。在沙土層較薄的地方吹飈地形祇具有不規則的坡面。這時它們就形成了飈蝕盆地（котловины выдувания）—爲陡峭程度不同、高度互異的斜坡所圍繞的凹地。飈蝕盆地在羣集沙地（кучевой песок）中分佈得最廣。



圖214. 揷臼

間歇河谷（вади）—爲面積相當大的、蜿蜒的、低凹的地形，有時長達數十公里，外表似河床。在過去，這種間歇河谷可能是河床，

由於陡峭的斜坡爲風吹颺，間歇河谷的原形改變得很厲害。間歇河谷被吹蝕的一面總是陡峭的，而相對的坡面則比較平緩。間歇河谷的平緩的坡面上可以見到風成沙的堆積。

間歇河谷的發育過程可以在克塞爾庫姆無數無水流外洩的凹地中



圖215. 沙漠地帶的風化外形

見到。它們大多是無水流外洩的盆地，在距今不遠的地質年代中，這些盆地曾是一些湖泊。它們的北坡很陡峭，並且常爲風所吹颺。盆地的較平緩的南坡藏在被風吹來的沙土下面。大多數的間歇河谷都幾乎深達土中水的水平面。這樣，在間歇河谷的坡脚上就產生了泉水和肥沃的綠洲。北非沙漠地帶的大部分綠洲就是這樣產生的。因有礦化水存在，凹地底面分佈着寬廣的鹽沼。

風積地形 在乾燥氣候區域中風積地形極爲常見，堆積地形是沙漠地帶主要特徵之一。根據一般的地貌特點，沙土堆積的地形可以分成覆蓋沙、沙堆沙和壠崗沙。

覆蓋沙是風積地形中最簡單的一種。沙土層的形成可能由於各種不同的原因。沙覆蓋層的年代常較沙漠中的地面發生變化時的那些條件還要古老。很少情況下沙覆蓋層是風成堆積。各種起源不同的古老的沉積層常常是風成沙的發源地。在它們因風力作用而被改造的過程



圖216. 風化外形。克拉斯諾沃德斯克城附近地帶的結晶岩堆

中常會在較古老的地形之上形成覆蓋沙地形。乾燥氣候地帶的沙覆蓋層具有變化無常的面。它的表面起伏的組合情形常在很短的時間內會發生變化。

裸露着的覆蓋沙在厚度不太大的時候具有完全相同的、風波狀的面。風波紋與主要風向相垂直，風波紋並不很大；它們的長度不過是20—30公分，高度不超過數公分。沿着走向每一個"波浪"消失的地方

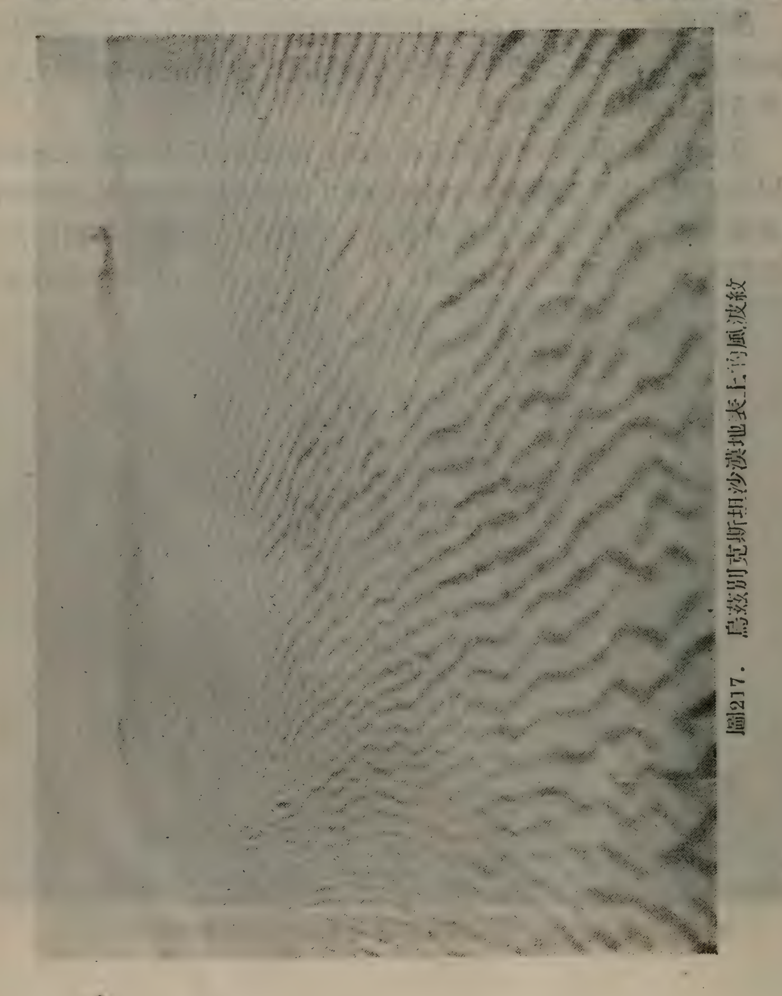


圖217. 烏茲別克斯坦沙漠地表上的風波紋

後面又有另一個"波浪"，兩者之間形成的角度不大。沙漠波紋的坡面不對稱，這是因爲沙壠照風的運動方向而變動的緣故。背風坡面往往較陡，而向風的一面則較平緩並較長。風波紋的位置是經常在變動着的。隨着風向而改變，風波紋的方向也不斷地改變着。

上述地形與氣候帶及緯度並無關係，祇要是裸露着的沙土地面到處都可見到。在風波紋的發育過程中，被風力推動的沙土漸漸地向着主要風向移動。因此，在某些地方沙全被帶走，而在另一些地方這些沙土又堆積起來。在覆蓋沙層不甚厚的地方沙土堆的面積也不會很大，在這裡也看不到有規律的、持久不變的地形。屬於這種沙土的微型地型的有叢草沙堆（кустовые бугры）或雛型沙丘（зародышевые дюны）



圖218. 卡拉庫姆的叢草沙堆（維諾格拉多夫攝）



圖219. 卡拉庫姆的新月沙丘（維諾格拉多夫攝）

叢草沙堆（圖218）發生在活動着的沙流或者個別的沙流在路上遇到障礙物的地方，這裡所說的障礙物常常是沙漠中的灌木叢。在這裡，風力減弱了，風所帶來的沙土被叢草攔住。在最初階段，沙土堆並沒有規則的形狀，而是一種高達1—1.5公尺不大的沙堆。叢草沙堆最高的一部分位於植物的莖部。隨着時間的進展，由於沙土的繼續移

動，沙堆也就改變了自己的形狀。它形成了砂咀的形狀，其尖的邊緣向着風運動的方向伸展。在它的邊緣伸展的時候，沙堆頂部的位置就變更了。沙堆繼續發展就可能形成新月沙丘或其他沙土堆積地形。叢草沙堆是在沙土堆積地形中分佈最廣的一種。除純沙漠區域以外，在沙漠草原地帶也可常見這種地形。在中亞細亞的沙漠和草原中此類地

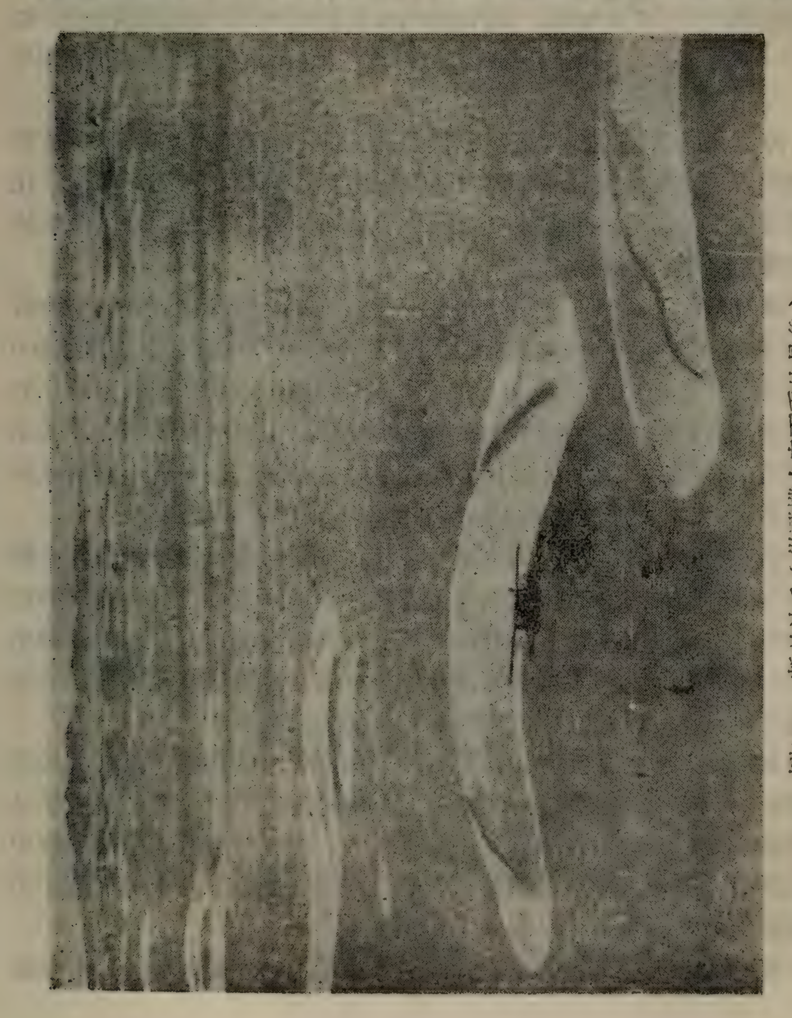


圖226. 新月沙丘（從飛機上向下看的景象）

形分佈尤廣。

在風積的沙土生成物中分佈最廣的是沙堆沙（бугристые пески），它的基本形態極爲多種多樣。在這裡面可以分爲新月沙丘、拋物線沙丘和羣集沙地。

實際說來，沙堆沙可以看做沙丘沙（дюнные пески），後面的名字意味着它們通常是沙土的正地形。我們這樣的概念是和沙堆沙的意義相符合的，它們有一部分的形態就是沙丘，或一定外形的沙土堆積，它們在沿岸地區可以見到。

沙堆沙通常是在沙覆蓋層不很厚的條件下發育的，在具有這種條件的地方，沙堆沙的基本形態可能在程度不等的孤立狀態下產生。在個別情況下，沙堆沙景象也可能發生於普通的砂岩基底之上，這些沙堆好像是被堆放上去的。

新月沙丘（圖219，220）乃是一種面積不大的高地。它的平均高度在10公尺左右，僅僅在極個別情況下達到30—40公尺，其寬度爲200—300公尺（利比亞沙漠地帶有這種巨大的沙土堆積）。新月沙丘的形狀是半月形的；它的開敞的一邊的尖端朝着主要的風的方向。其兩個坡面不對稱。向風的坡面伸展較長並且較平緩，它與水平面所成的角度不超過10—12°，背風坡面短而陡，其坡度在30或20°以上。

假使新月沙丘在平坦的地區發育，在風向穩定及風帶來的沙土數量不太多的時候會具有規則的外形。在沙漠地區常可以見到互接的新月沙丘，這種新月沙丘，是由於一些分佈得較近的新月沙丘邊緣聯結起來而生成的。有時有些新月沙丘成排分佈，其邊緣互相銜接，這就形成了新月沙丘鏈，其位置與主要的風的方向相垂直。

過去世人多認爲新月沙丘具有沙土地形突出的特點，是沙漠地帶所特有的、極爲常見的地形。根據近年來對沙漠的研究，這種說法是有些誇大。規則的新月沙丘是比較少見的，在乾旱地帶的沙堆形態中也包括着一些比較簡單的形態，它們是在不同風向下沙土的堆積作用與吹颺作用的複雜的相互關係之產物。

拋物線沙丘從外表看來有點像新月沙丘。它是橢圓形的沙土堆積

物，伸延很長，並有長而平行的尖銳的邊。拋物線沙丘和新月沙丘所不同的，就是它朝向主要風向。

拋物線沙丘常常由於其他類型的沙土堆積物的破損而產生。當帶沙的風被植物欄住時就會形成拋物線沙丘。沙丘常產生在沿岸地區，在那裡，沙土很快的固結在植物上。而另一方面，沙土的數量由於海浪帶來的新的疏鬆物質而時刻在增補，這些疏鬆物質就逐漸積成沙丘。

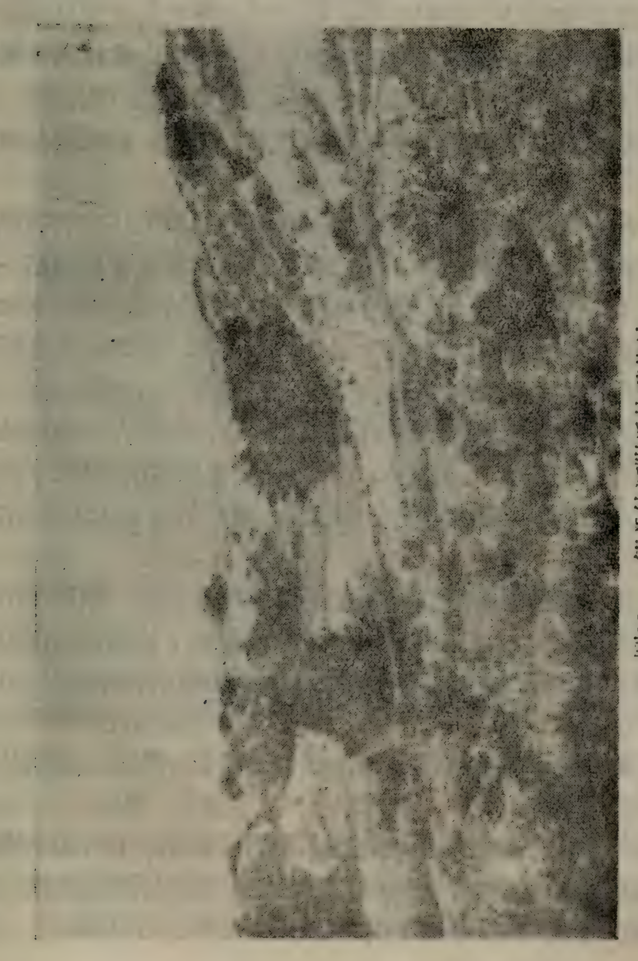


圖221. 德聶伯河附近的窄集沙

奥勃魯契夫把在植物的保護下而產生在中亞細亞的沙漠和半沙漠地帶中的、帶有大量泥土混合物的沙土堆積區劃分出來，稱之爲羣集沙（圖221）。依照後來沙土地形研究者對這種地形的描述，這些形成物就是我們所說的叢草沙堆，我們認爲有必要將羣集沙的概念加以擴大，予以適合沙土堆（песчаное нагромождение）的一般意義，沙土堆是沒有端正及規律的外形的。

當沙覆蓋層很厚時，規則的沙土堆的基本外形比較少見。沙土的面常具有複雜的波紋，在圍繞着高地的沙土地面中，波紋的位置極不一致。當沙土在風向時常改變時進行堆積，就會發生這些特點。這樣形成的沙土堆積就具有羣集的地形，它們的名稱也就是因此而得來的。

羣集沙的形成過程可能因風積作用及古老的沙土生成物被風吹毀而變得相當複雜。所謂角錐沙丘的形成就是羣集沙的發展的第一個階段。如果除去主要的風以外，還有其他不同方向的風，風力很大並和主要的風形成一定的角度，也就會產生角錐沙丘。這時沙土堆積地形就具有角錐形或圓錐形的輪廓。在沙丘的周圍散佈着明顯的脊，這些脊之間分佈着界線。較陡的斜坡朝着主要風向那一面，也就是說，和拋物線沙丘是一樣的。角錐沙丘是一種分佈頗廣的地形。在大多數乾燥氣候地區地面上構成飛沙地形，就是角錐沙丘起着主要作用。

如果沙土的聚積是風向時常變化的條件下發育的，則沙堆的外形就會沒有任何規律性。這時候沙土的面就像凝結了的洶湧的海浪結合成極爲多種多樣起伏的形態。這種形成物實際上也叫做羣集沙。另外，當沙土固結的時候，各種各樣的沙土堆積地形的輪廓就比較簡單了，固結的沙土總是屬於羣集沙這一類，或者更廣泛一些說，屬於沙堆沙的類型。

在風向不定時，由於沙土吹颺得不均衡，羣集沙有時由於覆蓋層的破壞而產生。這樣產生的沙堆地形在潮濕氣候地區分佈甚廣，在濱海沙土平原、河流階地、古老的冰川沙土平原等都可見到。



圖222. 卡拉庫姆的壠崗沙

壠崗沙 壠崗沙（圖222）在沙漠地形中起着顯著的作用，它們是壠形的沙土堆，朝着主要的風向伸展。它們往往被稱爲縱沙丘。壠崗沙的特點爲其向風面和背風面的斜坡陡度並無差異。沙壠的橫剖面多少總是對稱的。壠的更替形成大波浪形的地形。壠的上部沒有明顯的脊，它大多是平凸或扁平的形態。壠的縱剖面呈波浪形。

有時偶然能見到特殊的所謂格狀壠崗（沙丘）地形，它們發育在亞洲中部的沙漠地帶。它的特點即沙壠與風的方向是横交的。它們由無數新月沙丘結合而成。横壠有不平的脊剖面。在脊之低陷部逐漸進行着吹颺作用，因此產生了横堤，這些横堤從一個壠伸展到另一個壠。在這種情况下沙土地形在平面圖上看像格子狀，在這個格子中巨大的、平行的壠爲横堤所截。在沙土堆間的低窪處露出了爲沙漠皮所覆蓋着的原生岩面。日子一久，被風帶來的沙就覆蓋了這個地區，於是這地區就有了一種單一的沙漠外形，這就是沙堆沙。

壠崗的大小不等，差異很大。

關於克塞爾庫姆的地形馬克也夫曾經提出以下的資料：該地區的壠崗高爲10—12公尺，長1—5 公里，寬達400公尺。他把壠崗分爲四個類型："第一類爲低（高度不超過15公尺，寬度不超過0.5公里）而長（長度在 15公里以上）的壠崗。屬於這一類型的壠崗多數是沒有原生岩露頭的壠崗。第二類壠崗的高度在 30 公尺以下，寬度在0.5公里以上，長度大約在 5 公里以上。屬於這一類型的壠崗常不僅具有原生岩的露頭，並且還具有較大的、構成壠崗的岩石的斷面。第三類壠崗較短（約3—5公里），寬度自0.5至1公里，高度在30公尺以上。屬於這一類型的壠崗常具有很顯著的、凸出的縱剖面，好像伸展着的岸，時常有原生岩露頭。第四類壠崗高度各不相同，自20—25至 100 公尺，寬度超過1公里，長度達數公里。在這種壠崗上時常有原生岩露頭"。

壠崗的坡有時因各種沙土的風成堆積物而變得複雜，這些堆積物構成了複雜的次生地形。

沙漠地帶中壠崗的產生原因還未被學者詳盡地說明。對於這個問題有兩種假說：許多學者認爲壠崗沙是風成地形。而有的則認爲：横的壠崗通常不能爲風所造成，至於縱的壠崗則確定是原生的風成物，和吹雪時的雪波紋相似。另外一些人的意見則與此相反，他們認爲縱壠崗是横的沙波在風力强而風向持久不變時爲風力改造而成。

根據許多學者的見解，向着主要風向伸展的沙壠崗可能不是風成物。它們有的是冲積生成的，或一般是因侵蝕作用而生成，常是古老的刻切地形，風的作用在這裡居於從屬的地位。後者的影響只表現在

構成加給的沙土微型地形，這種微型地形是不甚厚的沙土層狀，覆蓋着古老刻切地形的不平地面。這種壠崗起源解說的根據就是它們是由古老的原生岩所構成，位於不厚的沙土層之下。卡拉庫姆的這種構造曾被格列爾（С Ю.Геллер）與庫寧（В.Н.Кунин）描述過，克塞爾庫姆的這種構造曾被馬克也夫描述過。在這裡必須指出的，就是上面兩種見解不是互相排斥而是互相充實的。

形成於沙漠地區中的、獨特的、風成的壠崗只能在沙漠裡有很厚的沙覆蓋層時才能產生。在這種條件下，當風向經常不變時就產生沙土的縱波，就像雪面上的波紋一樣。在主要風向時常變動時不會產生規則的壠崗，而產生"沙海"—沙堆沙—的波紋面，在沙堆沙裡主要的基本形態就是角錐沙丘。在這種情況下，所有古老地形中的起伏地面都埋藏在沙覆蓋層的下面，就不能成為乾燥氣候地區的地形。

根據以上所述各點可以看到：沙土風成堆積物的基本外形是非常多種多樣並且是易變的。在實際考察風成堆積地形和一般乾燥氣候地區的地形時，在描述基本形態的同時，主要應該注意沙土地形的一般特點，因此就必須確定它的發展歷史，確定它和埋在沙土中的、古老的地面的聯系，確定沙土基本形態的演化，以及沙土地形構成的速度。

沙漠地形的類型　沙漠的地貌特點是由地表形態成因類型的結合所決定。在沙漠氣候的條件下，這些形態決定於構造地形的特點和表面地層的岩石成分，表面地層乃是風力改造的對象。根據這些特點，可以分出四種沙漠地貌形態：（1）岩漠；（2）石漠；（3）沙漠；（4）泥漠。

岩漠具有極大的絕對高度並且分佈在沙漠氣候地區。它們的特點就是風化作用力很強和地形非常明顯。在岩漠地形中間隔着不高的、陡峭的、外形明顯的山嶺。在山嶺之間伸展着閉塞的、通常是無水流的窪地，其中充滿疏鬆的岩石破壞產物。這些凹地就是具有位於不同水平面的平的底部的"袋形地"及沙漠盆地（болсоны）。在岩漠中它們是當地的剝蝕水平面。在這些窪地中有無數冲溝，它們割切了鄰

近山脈的山坡。隨着時間的進展，山麓覆蓋着厚層的岩石破壞作用生成物。甚至於山脈本身也好像被這些岩石破壞生成物所淹沒。

較粗的碎片在山麓附近聚積，它們是在下雨時被有力的雨水急流從山上衝下來的。岩屑水僅將極細的淤泥狀的細粒物質帶入凹地的中部，而沉積在暫時湖泊底部。隨着暫時湖泊的乾涸，低地的底就成了一塊平坦的平原，其表面爲多角的裂隙（即典型的龜裂地）所破壞。山坡的冲刷使山地產生出非常明顯的、劣地（бедленд）類型的刻切地形。

在乾燥氣候條件下，在山地的漫長發育過程中，剝蝕作用能够形成島形山地地形而使山地地形大大地削平。北美洲的沙漠就是屬於這種發育過程，這種發育過程曾被戴維斯詳細地描述過。根據他的見解，有力的風化作用和風排除破壞生成物可以使山地地形完全改變，這在附圖中可以清楚地看出（圖223）。應該指出，戴維斯的圖太抽象了，它對沙漠風力作用下的地面形態改變的可能性所作的估計是過於誇大了。

島狀山地形和多岩山前平原在成因上和岩漠有關。所謂島狀山或殘餘山係指單獨的高地或被隔開的山脈而言，它們升起在圍繞着它們的沙漠平原之上。島狀山可以在各種不同的緯度和各種不同的氣候等條件下產生，不過島狀山的地形在沙漠或半沙漠氣候條件下表現得最明顯。在那裡常看到特殊的刻切地形，這些地形乃是大陸的剝蝕面。這個面在變平了的原生岩上發育，只有在很少的情况下這種原生岩才具有由幾公分厚的疏鬆形成物所構成的覆蓋物。剝蝕面常是水平的或具有不大的坡度（$<1-5^{\circ}$）。它發育在不穩定岩石的分佈界線內，而穩定岩石的分佈地區則上升成爲島狀山的樣子。

島狀山的地形外貌有以下特點：島狀山周圍的斜坡是直的、凹的或凸的。它們常很少爲侵蝕溝所割切。這可以用半沙漠氣候中的風化條件來說明。與此不同的是有一些學者證明：殘餘山的的斜坡只能是凹的，而島狀山本身是分水高地的側面剝蝕的破壞殘餘物。

島狀山的山麓常有狹窄的階梯呈岩石重叠的平行狀，自此向前，

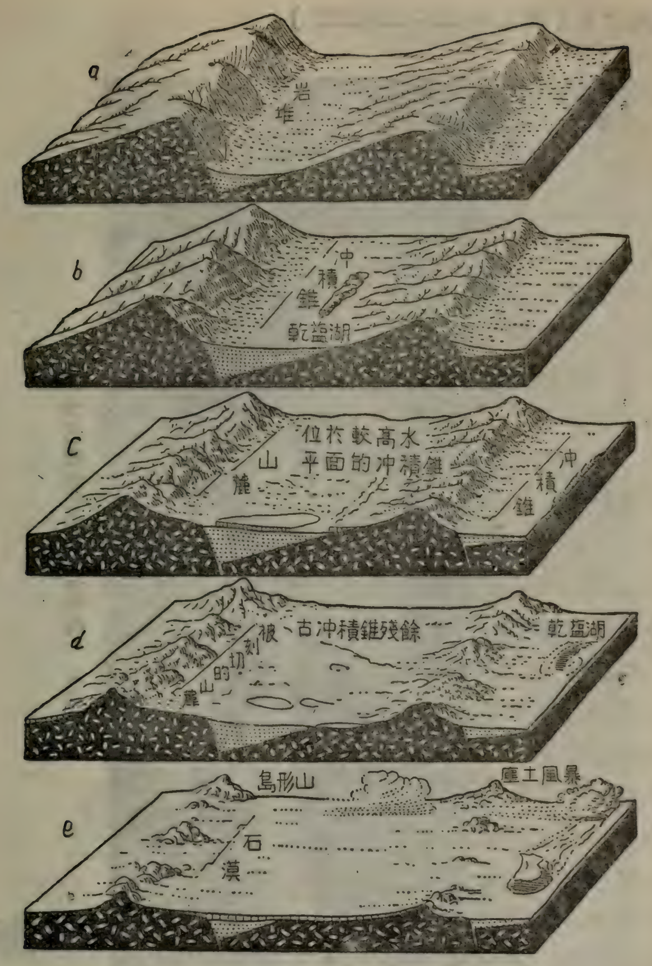


圖223. 岩漠中乾燥氣候地帶的地形發育

（圖中島形山改爲島狀山）

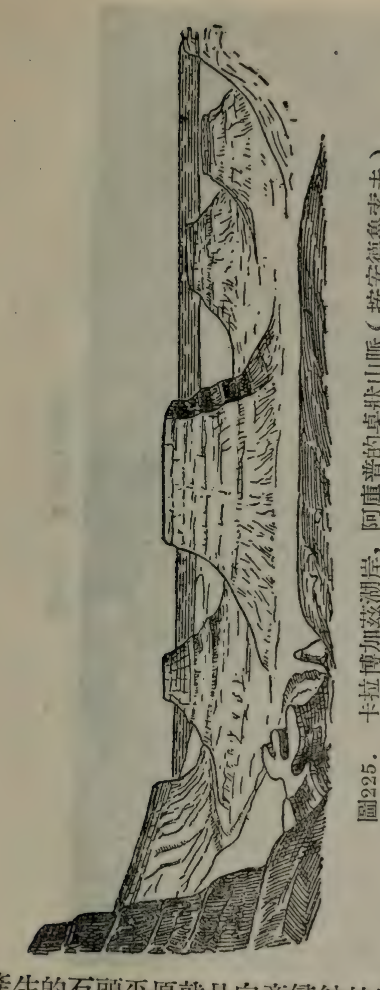
它們就轉變爲被厚層的疏鬆物質堆積層所墊平的、遼闊的平原曠野。這種地形的特性在北美洲沙漠和半沙漠地區可以看到。爲島狀山及寬闊的平原所佔有的、不大的地區中的另外一種對比關係，可以在非洲的島狀山地區看到。在這些平原中，高地呈具有明顯的山坡的島狀升

起於地面之上（圖224,225,226,227）。



圖224. 北非奴比亞的殘餘山地形

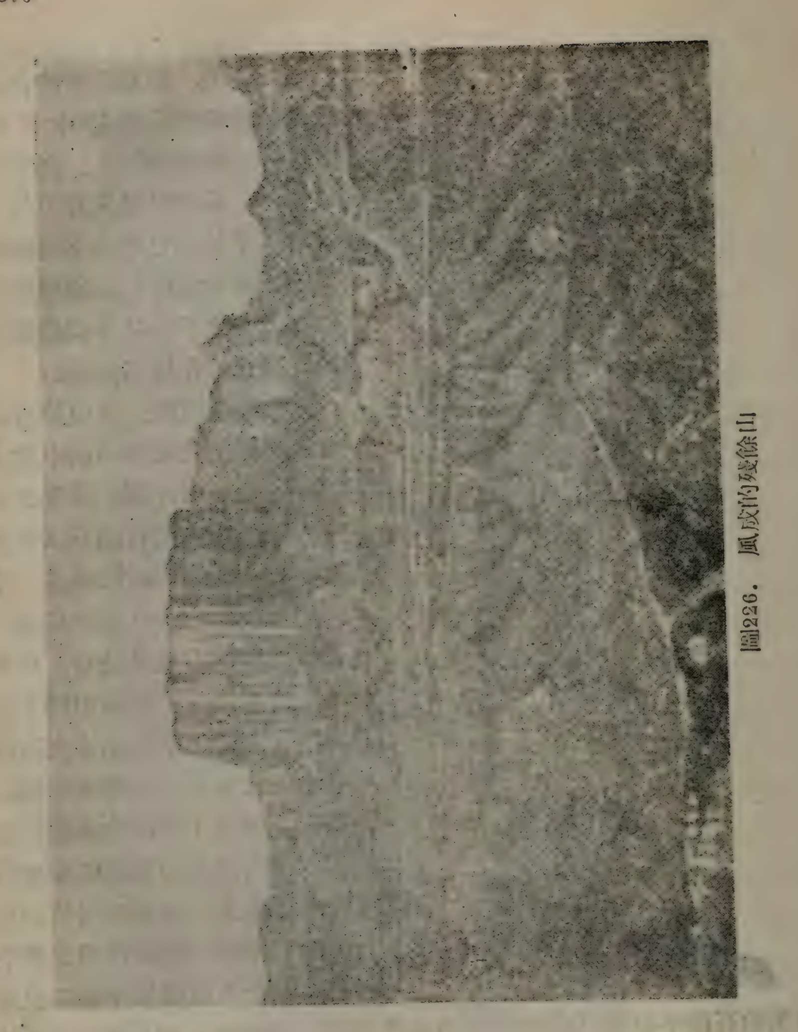
關於沒有疏鬆形成物覆蓋的、山麓的石頭平原的起源問題，學者們的意見有很多不同之處。許多學者認爲：山麓石頭平原乃是洪積扇平面，洪積扇圍繞着高地的坡脚，坡脚是由冲積錐接合而產生的。就


圖225. 卡拉博加茲湖岸，阿庫普的桌狀山脈（按安德魯索夫）

我們所知道的，這種形成物在溫和潮濕氣候地帶分佈得十分廣泛。另外一些學者斷定：在半沙漠地區中，石頭平原具有另外一種構造，尤其是它們具有的疏鬆物質堆積層不太厚。這種現象可以用從山上流下來並冲刷碎屑物質的岩層水的作用來解釋。

某些觀察證明：在山麓石頭平原地區破壞生成物冲刷中起主要作用的是平面冲刷。最近又有一些假說，說山麓石頭平原形成是藉助於水流的側面侵蝕或“準平作用”（планация）而形成的。認爲被冲刷的山塊呈島狀，在島狀山塊地區沙土平原的中間有雨水降落。降落下來的雨水在高地斜坡上進行着有力的深成冲刷。在山麓下聚積了冲積生成物。在山麓區域內深成冲刷地區和堆積之間的界線上，會產生出特別有力的向旁侵蝕——均夷作用或準平作用，在分水區域被冲刷以後而產生的石頭平原就是向旁侵蝕的地貌表現。兩側的分水區保存下來的地段就是在石頭平原中的島狀山。

島狀山地形具有複雜的發育歷史。這個歷史並不只限於山脈在沙漠氣候條件下存在的時期。在山脈地區，所有因地面因素而生成的地形外貌改變都是殘餘山的形成過程。在它們形成過程中，海水冲刷起着很大的作用。在這些地形形態的發展歷史中，時常發生複雜的、剝


圖226. 風成的殘餘山

蝕因素的變化。

克塞爾庫姆的島狀山就是例子。在這個沙漠的寬廣的沙土平原中升起了幾個孤立的古生代的山脈：如蘇爾丹烏依茲達格、布坎套，阿克套，蘇塞茲卡拉套、庫爾祖克套等。這些山脈比周圍的平原高出數百公尺，並有奇怪的岩石重疊的坡和很明顯的山麓。克塞爾庫姆的殘餘山地形在白堊紀以前的發展史還不清楚。無疑的，這些山地在白堊時期前曾因剝蝕作用而變得很低，並且，以

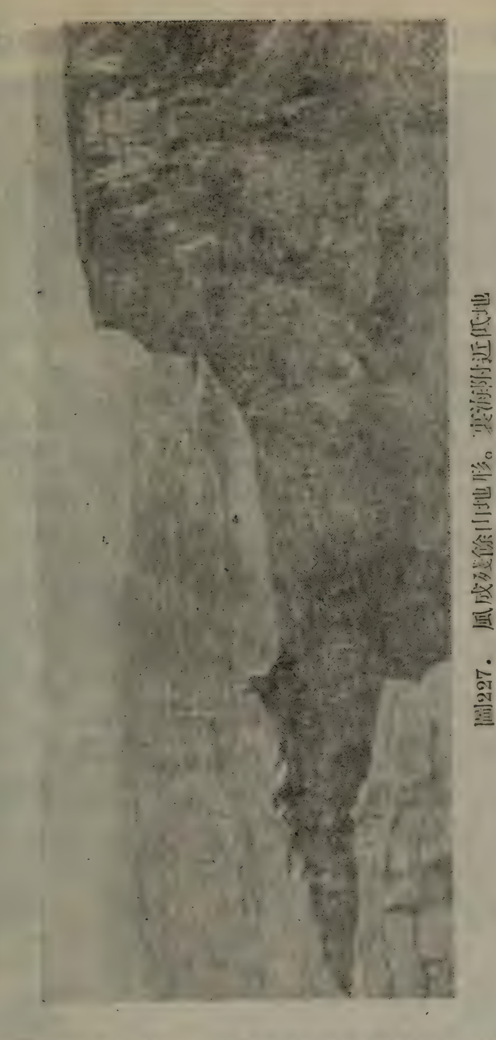


圖227. 風成殘餘山地形。裏海附近低地

前的整個的古老的克塞爾庫姆的山地區被割切成許多單獨的、不大的高地。

克塞爾庫姆地帶的白堊紀海侵對於古老的山地地面完成了最後的平夷作用，並在克塞爾庫姆區域內確定了原生的堆積平原地形。高地上升至平原面之上。它們的坡腳已因白堊紀的海的衝蝕作用而變得很平。因此，地形的表面就形成了明顯的斷口，地形的表面圍繞着島狀山山麓，或者更確切地說，圍繞着

殘餘山的山麓。白堊紀以後，這裡老第三紀中也曾發生過衝蝕作用。從第三紀

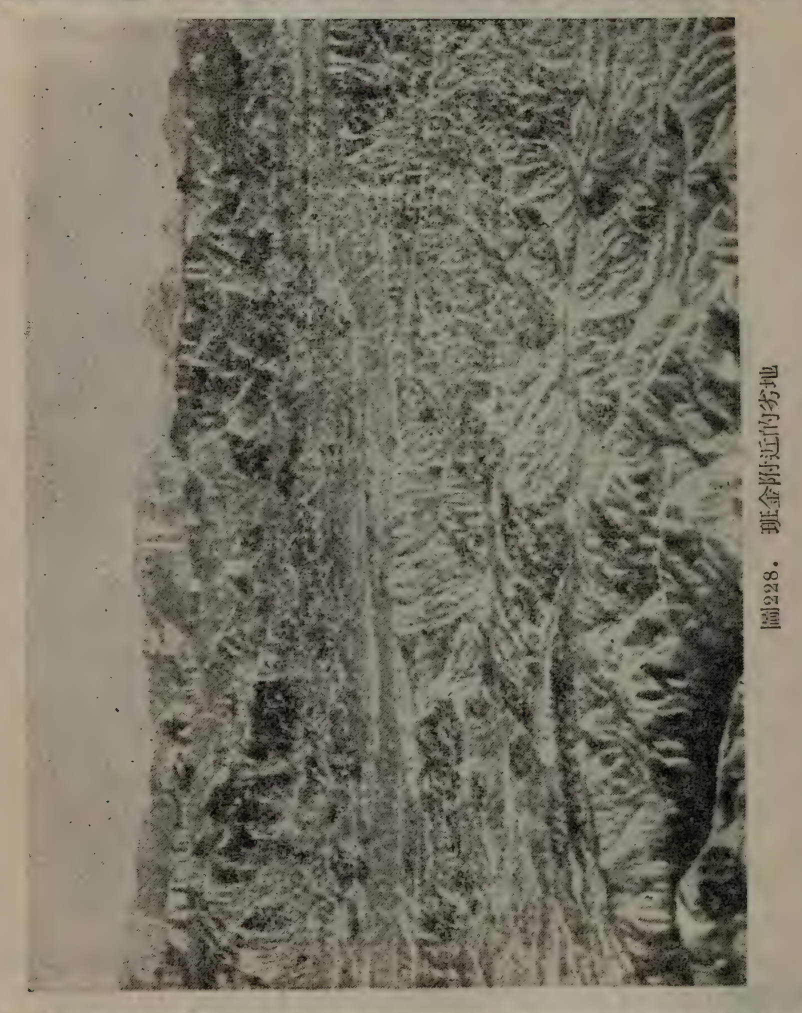


圖228. 班金附近的劣地

起克塞爾庫姆地區就處於大陸地形發育的情況。這裡的氣候特性曾改變過好幾次。現在的乾燥氣候條件只是在後冰期才被確定下來。

很顯然，這種類型的殘餘山不能視爲僅是沙漠條件下的生成物。相反，島狀山的地形必須視爲漫長的地質歷史發展的結果，這種發展

的基本特點可以由現代的自然地理情况來决定。

發育成爲島狀山類型的還有"殘餘山脈（山的見證人）"，（горы—свидетели）這是一些高的平原高原的分裂部分，它們由於剝蝕作用而脫離了高原的邊緣，以後它們就依照島狀山的類型而發育。與此同時，他們逐漸互相分離並且離開了在剝蝕作用中後退的、高原的邊緣。"殘餘山脈"是分佈得非常廣泛的地形。在中亞細亞沿着後翁固茲的卡拉庫姆、烏斯特烏特高原的邊緣沿鹹海北岸、在圖爾加依、沿北非的桌形石漠的邊緣都可以時常看到這類地形。

岩漠在地面上佔着很大的地方。在蘇聯曼格什拉克就是岩漠的例子。這裡分佈着三個沙漠山脈：中嶺—卡拉套，北嶺和南嶺—阿克套。在山脈中間（成"袋"形或沙漠盆地型）分佈着廣闊的平底的溝，在這裏面原生岩被不甚厚的冲積層所覆蓋，在中央被砂質黏土和黏土狀的冲積層所覆蓋；在靠近山麓的地方被礫石狀的冲積層覆蓋。在低地的中部分佈着鹽沼和龜裂地。在亞洲屬於岩漠的有東帕米爾、伊朗台地等。

岩漠在北美洲分佈得特別廣泛，在那裡有最大的岩漠之一——大盆地。這是一個很高的台地，在窩薩赤和賽拉內華達山脈之間綿延數百公里。在沙漠地區裡伸展着無數相互平行的、南北走向的山脈；其間的沙漠盆地乃是山脈間的最低部分。大盆地的大多數山脈都是地壘。它們被障谷劇烈地破壞和割切。當暫時急流從障谷流出注入沙漠盆地時，沉積下大量疏鬆物質，呈冲積錐狀圍繞着沙漠盆地的凹處。冲積錐的頂部分佈於障谷範圍內，它們的面上沒有河床。這說明暫時急流

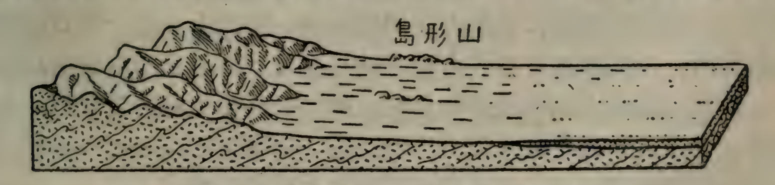


圖229. 乾燥氣候條件下多岩山前平原發育情况

（圖中島形山應爲島狀山）

達到冲積錐頂部後，就呈岩層水的狀態在其表面四散而流。沙漠盆地的均夷地段的結合，由碎片物質組成的巨大冲積錐，不長植物而被割

切得很厲害的山坡——這就是大盆地沙漠的面貌。相似的情況同樣在其他這種類型的沙漠中重演着。

石漠的特有標誌為具有碎石表面。屬於這種類型沙漠的首先是岩漠。這裡的碎石覆蓋物乃是組成地表高地的岩石破壞生成物。山地石漠的一般面貌就是由沒有植物的光禿峭壁及荒涼的冲積錐石面所決定。曼格什拉克、科彼特達格、大小巴爾漢、莫戈套等都是山地石漠的例子。

石漠的礫石覆蓋物的成因是極為多種多樣的。有時候石漠的碎石面是位於風化原生岩表面上的石質的殘積層。

風化殘積物的表面富有碎石是由於碎屑物冲積土受到表面冲蝕與風蝕而在原地留下粗粒物質所致。曾經經歷過漫長的大陸發育階段的高原平原沙漠就具有這樣生成的礫石覆蓋物。屬於這一種的形成物有烏斯特烏特高原的南部、別特帕克達拉的東部及其他地方。

有些時候石漠在次生生成的面上有礫石粉末。這種被水或冰川帶來的碎屑物質（就是礫堆）常常是堆積成因。根據搬運的條件，沉積下的物質可能是呈有稜角的礫石碎片或磨得很圓的礫石。東帕米爾可以作為此類地形的例子，在那裡寬闊的石頭平原分佈在大河谷和無水流外洩凹地中。平原礫石是被冰川帶來的，有一部分是周圍山脈的風化生成物。

石漠在北非分佈很廣那裡稱為"石漠"(гаммад)，阿爾及爾的礫石沙漠稱為"礫漠"（рег），具有尤其特殊的地面"礫漠"，基本上是古老冲積生成物經過了長期風力作用的結果。除去上述的一些石漠地形的特點外，沙漠皮及各種具有鹽斑的風化外形都是它們表面的特點。

沙漠在地表上佔着最廣的位置。較厚的沙覆蓋層乃是它們的主要特徵。沙子是形成各種堆積外形的岩石，而種類不同、大小不同、起源不同的沙堆構成了沙漠廣闊地區的基本地貌特點。

沙漠中的沙子成因可以決定它們的特點、成分及外貌，沙漠本身的一般特點主要是由這幾種因素來決定的。一般地說來，沙漠中的沙子是在以下的情況中產生的：（1）原生沉積物經過風蝕：（2）因

受外力因素從鄰近地區帶來。

原生沉積層的吹颺就造成了沙漠中沙的基本物質。沙子的堆積强度、沙子的特徵和數量决定於產生沙子的岩石（母岩）的成因。假使在乾燥氣候地區內，古老的、堅實的、穩定的岩石受到破壞，那麼就不會見到大量沙子的堆積，沙漠將會有風化的石頭面。在這些情況下生成的數量不大的沙子只有在形成沙漠波紋、叢草沙堆等微型地形時才有意義。在這些情況下，沙子的顏色和成分和產生沙子的原生岩的成分幾乎完全一致。沙子可能被帶走離開原生岩很遠。

假使原生岩是在海退地區停留的或河流帶來的疏鬆形成物，這時它們就易受風蝕作用而造成大量沙子，由於風力作用，這些沙子堆積成巨大的風成堆積物形狀。由於沙子和產生沙子的岩石成分相同，這就使我們很難確定原生岩和再沉積部分中間的界線，這樣也就極度地蒙混了疏鬆生成物的已被破壞和沒有破壞部分之間的界線。由於這樣在研究沙漠地理時，所有受到風力改造的沙子都被認為風成物，現代沙漠中的大部分沙子都是古老的冲積生成物。

大部分位於500公尺以下高度的沙漠（эрг）（撒哈拉沙漠地帶）被認為是湖泊低地。在第四紀時曾有無數的河流注入於這些低地之中。這些低地的外形有時與塡充它們的湖盆的湖岸線輪廓一致。這些低地中的沙子通常是為風所改造了的冲積物。澳大利亞沙漠的沙子是消失在沙漠中的吉阿曼丁河與庫別爾克立普河帶到西北方去的、被改造了的冲積物。

關於卡拉庫姆地區舒金曾這樣描述過：這兒在為風所加過工的沙子面下……"到處埋藏着灰色的含雲母的沙子，它們的明顯的層理與黏土的間層說明了它們是由冲積物生成的，並且和現代阿姆河的冲積物相似。寬廣的卡拉庫姆窪地可以看做是阿姆河、詹異河和墨爾加布河的複雜的第四紀三角洲地區來研究。這些河流把自己的河水注入這個窪地，並將帕米爾阿賴山、興都庫什山、帕拉帕米茲山脈的風化和冲刷的產物塡滿地了窪地"。

根據以上資料可以很明顯地獲得關於沙漠的一般概念。在大多數

情况下，這些沙子乃是較它們目前所處的乾燥情況尤爲古老的沉積物。

能形成沙堆沙景觀的最常見的物質來源是現代河海的沉積物。其中自海洋投擲到岸上的沙子數量尤其多。被風從海洋帶來的沙子被帶到陸地上帶得很遠。在平原沿海地區常造成羣集沙和拋物線沙丘景觀。在具有乾燥氣候條件時，可能發生更複雜一些的沙堆形態，由新月沙丘到錐形沙丘。這可在裏海和鹹海東岸地區見到。作爲風成形態中堆積物源泉的冲積沙在河流階地分佈很廣。

在任何情況下，在較寬廣的沙漠中，沙子的成因是不可能一樣的。沙覆蓋層總是具有複雜的成因。成因、年代及成分互不相同的岩石的破壞生成物，都是沙子形成物的材料。

中亞細亞沙漠可以做個例子。譬如：寬廣的克塞爾庫姆沙漠具有由各種不同沉積物改造而成的沙覆蓋層，靠近阿姆河谷地區的風成沙是由於冲積物改造而生成的。阿姆河附近的沙子因爲較更南地區的沙子年輕，所以非常易動。卡拉庫姆西部的沙子也保持着這樣的易動性，這裡的沙子乃是海洋沉積物經過風的改造以後的產物。在巴爾漢山脈以西，海岸以東海中生成的沙子佔有寬廣的地域。

卡拉庫姆低地的沙子，其成因也互不相同，年齡也不一致。西部沙子是古裏海期沿海沉積、三角洲沉積的再沉積與改造後的產物。較東一些墨爾加布河和詹眞河的冲積物是形成覆蓋沙的源泉。在南方，在卡拉庫姆沙漠靠近科彼特達格地方具有洪積層經改造後而生成的沙覆蓋層。最後，在卡拉庫姆的東南部具有第三紀卡拉比爾層砂岩經改造後而生成的覆蓋沙，這個砂岩層構成了巴特希茲與卡拉比爾傾斜平原。

在後翁固茲的卡拉庫姆的沙覆蓋層的成因也是同樣地複雜。沿阿姆河區的沙子是冲積生成的。在西部，沙覆蓋層是原生的，它們是古裏海海進時的沙子堆積層。後翁固茲高原的中部和南部是由所謂卡拉庫姆岩層的破壞與再沉積後產生的沙子構成的，上述岩層年代是屬於上第三紀的，有一部分屬於第四紀。因此沙子的成分、沙粒的大小、沙

子的顏色以及沙子所構成的不平地表的特點等也是互不相同的。只有在產生沙子的岩石地區具有相當大的面積時，才可以確定覆蓋沙與其生成物的源地之間直接的聯系。

研究沙漠中的沙子成因是具有非常重大實際意義的。它使我們能够客觀地估計沙覆蓋層的動態及其於歷史剖面中的變化。在某些情況下，研究沙子的成因可以說明覆蓋沙的易動性的不同程度，爲判斷沙漠中土中水的特性提供材料，並且使我們容易選擇在沙漠地帶開發資源的方法。

沙漠具有廣大的分佈地區，它們分佈成很大的一片，常是極難通行的並且使人難以開發其資源。北非的沙漠所佔面積共達1,000,000平方公里。亞洲的沙漠（К.М）也佔了相當大的面積。卡拉庫姆（約400,000平方公里）、克塞爾庫姆、穆雲庫姆、巴爾哈什湖附近的沙漠、薩勒伊謝克奧特勞、塔克拉馬干等廣大地區都於沙漠地帶。在伊朗、印度的岩漠中沙漠也佔有很大的面積，阿剌伯大部分地區也全是沙漠。在澳洲和南美也有廣大的沙漠地區，在澳洲沙漠地區的面積大約是1,212,000平方公里。

亞熱帶沙漠在經濟利用上具有重大的意義。目前還正在探尋沙漠地區在經濟上運用的方法。毫無疑問，這些地區不管在正開採的礦業發展上或在農業發展上都有着美好的前途。

泥漠及鹽沼泥漠（глинисто-солончаковые пустыни）在具有乾燥氣候的大陸平原地區可見到。泥漠主要是形成於較低的地方，而鹽沼泥漠則是在無水流外洩區域的負地形中。細泥沉積覆蓋的存在乃是泥漠不斷發展的條件。在乾燥氣候地帶中，上述的細泥沉積覆蓋常常是黃土。通常泥漠總是附屬於沙漠的地區，或者是該地區的一個地段。在中亞細亞，泥漠佔據了沙漠地區的邊緣，緊靠着山的高地的坡脚。

按地形特點來說，沙漠和半沙漠的黏土地區通常是微斜的平原，這種平原被乾涸了的或有河水流過沙漠的順向谷所割切。從自然地理特徵來說，這種地區常屬於半沙漠，春天被茂密的草本植物所覆蓋。夏天植物枯萎了，這種地區就變成褐色，呈現出半沙漠地帶的單調、

荒凉的形態。沙漠和半沙漠地帶中的黏土地區具有肥沃的土壤，經過灌溉以後可以獲得豐收。

中亞細亞泥漠的面積很廣。在別特帕克達拉邊區、在戈羅德納雅草原（饑餓草原）和塔什干地區泥漠佔有廣大的面積。亞洲中部泥漠（沙拉— шала）佔有和沙漠同樣大的地域。北美的乾鹽湖(плайа)—“袋形地”，或沙漠盆地的最低部分就是泥漠地區。在非洲中部，泥漠也佔有廣大地區，在那裡人們稱它們爲塞北希（себхи）。

泥質鹽沼沙漠具有的意義不太大，它們分佈在乾燥氣候地區最低的地方呈斑點狀。在這一類地形中也有一些變種，其中分佈最廣的就是鹽沼沙漠和龜裂地沙漠。鹽沼沙漠通常是沒有植物生長的。它們有時候是膨脹的鹽沼或構造的鹽沼。膨漲的鹽沼通常是潮濕的，富於碳酸鹽和硫酸鹽。在春天鹽沼裡充滿了水；在夏天構造鹽沼具有被褪色鹽所覆蓋的面。

龜裂地—這是鹽沼泥漠的第二個變種，總是不長植物的。這是沙漠地帶最貧瘠的地區；但中亞細亞草原地的居民却正是集中於這種地區的四周，因爲該地區的不透水而能使那些偶然降落到沙漠中去的雨水可能滙聚在一起。雨水沿着導向龜裂地的溝渠流向它的邊緣，自此流入特別掘鑿的旱井中。整個夏天淡水就在這兒積聚。它們形成了清澈的淡水層，漂浮在比較重而鹹的土中水面上。這種自外灌水的井就是中亞細亞許多沙漠地區的唯一的水源。

初看時，好像是同樣的沙漠地形，經過深入的研究後就顯得非常複雜，我們只有在查明它的複雜的發展歷史之後，才能發現沙漠地形中個別類型地區的分佈的規律性與地形演化的規律性。

9. 外力加給地形的分帶性

由於地球表面物質在萬有引力影響下發生運動而生成的外力加給的地形聚集在一起並且形成了地貌的景觀，這些景觀的特徵決定於作用於地面的外力。從地理上說來這些地形的一般的外貌綜合反映着氣候帶的位置。在這些條件下發生了各種具有獨特的植物覆蓋層的地表形態。

對於地球表面個別地段的地形發育影響最大的是風化條件，其中主要是溫度的變化與雨雪的數量。在同一氣候的條件下，外力加給地形的形成決定於因大地構造而生成的、高度的特徵。在各個不同的地區中，這些數值的比例是不同的，在寒帶、溫帶和熱帶等不同的氣候範圍內，地形發育的一般的方向和地貌特點都可能是相當獨特的。在寒帶地形的發育上溫度和雨雪的數量具有決定性的意義，而在溫帶和熱帶，則主要是雨雪的數量具有決定性意義。

寒帶 在全年大部分都是低溫的條件下，岩石受到强烈的風化。結果形成了大量的碎石，這種碎石主要是在山區構成了地形。

由呈固體形狀降落堆積起來的冰塊乃是構成地形的主要岩石。雪和冰川堆積地形是多種多樣的。寬廣的積雪平原就是這種地形。這種積雪地形在格陵蘭和南極洲內部佔有廣大的面積，山區冰川和地形上的冰川作用是互相聯系着的。

冰川地形佔據了相當大的地區，在地球上各種氣候地帶都可見到。它佔據了兩極的、高緯度地區和地面上的山區。冰川地形構成了極地的或上部的地貌區。它的分佈界限就是具有非常重要的地貌意義的雪線。在冰雪地貌地帶可以很明顯地看出構造地形和外力加給地形的意義。成爲積雪景觀特徵的草木不生的現象使得雪原具有單一的雪漠的獨特形狀。

寒帶氣候地形第二個特點就是在沒有冰蓋的地方有寬廣的冰凍地區。常年凍結對於地形特點的影響在平原和山區是表現得不一樣的。在平原苔原上湖泊和泥炭沼澤分佈甚廣。河流侵蝕作用進行得並不顯著，它在地形的形成上作用非常小。流過苔原的大河的上游都是分佈在另一個氣候地帶內的。

在高山苔原中進行着劇烈的寒凍風化作用，因此堆積了大量的風化產物，這些生成物沿着斜坡向下滑，緩和了地面外形，並在高山區永凍地帶構造上起着巨大的作用。寒帶平原原生地表面的巨型地形通常是湖泊或沼澤地區。正的中型地形和微型地形乃是次生的。它們是在永凍的條件下、經歷了特殊的地質作用而生成的。在這裡中型地形

和微型地形表現爲不平的地面，葉爾莫拉耶夫將其分成下列的種類：

1."冰崗"（болгуньяхи）——冰丘陵。

2"小土丘"（байджерахи）——高0.5——15公尺的土錐。

3."冰環低地"（алы）——爲單獨的冰堆和不大的冰山所圍繞的平坦的低地。

除去這些形態以外，各種不同的微型地形如多角形土塊，多角形石塊等，在寒帶中也分佈得很廣。

在大部分情況下，除了泥炭堆以外，苔原植物覆蓋層不參與地面的形成。在寒帶中具有非永久爲雪覆蓋的地方，顯出了流水侵蝕的痕跡及河谷的形態。

在地理上永凍地帶及寒凍風化帶位於靠近極圈的高緯度範圍內。在山裡它們分佈在靠近雪線的、不甚寬廣的地帶內。

温帶氣候的地形 在温帶地區的地形發育決定於温度變更、雨雪的數量、土壤的特性及植物覆蓋；這裡可以分爲三帶：森林帶、草原帶和沙漠帶。它們通過逐漸過渡的地帶，而聯接在一起。

在森林帶內地形的特點決定於水成作用是否佔優勢。雨雪量足够保證河流在整個一年內的供給。湖泊和沼澤分佈很廣。地面的沼澤化常使森林毀滅。在森林帶內地形的變更進行得十分慢，這是因爲茂密的植物覆蓋層固結了土壤、緩和了外在因素的作用、保留了地表的原生不平地、使其變化緩慢的緣故。帶的地貌特徵決定於古老的外力加給地形、主要是因冰川作用而生成的古大陸冰川地形。河流在變更着地形，然而它的力量不大。在北半球平原的温帶地域內森林帶地形分佈甚廣。在山地也有森林帶，它們也和平原的森林區一樣有着改變地形的特點。

草原帶的特點爲具有大陸性氣候。覆蓋在這裡的獨特的、茂密的植物都屬於草本（草原的）植物。在和森林帶接界的地方常可見到木本植物，這使我們可以再分出森林草原亞帶。

草原的氣候特點有利於各種風化的劇烈發展，足够的雨雪量保證了變更地形的基本因素——地表面水流的存在。在草原帶內地表的水

成地形有各種形態。在這裡冲溝景觀和谷地景觀分佈得特別廣。

草原帶的典型的形態表現於大陸平原內。在山地中草原景觀就表現得不太明顯了。在這裏，和草原平原一樣，地表變形的基本因素是流水，而地面割切的基本形態是侵蝕河谷，它們是和其他一切水成地形相關連着的。所以從整個地貌看來，草原帶可以被看作水成的河谷地形帶。

草原帶以逐漸的過渡地帶——半沙漠帶——和沙漠帶相連。空氣的極度乾燥和溫度的劇烈變化是沙漠地帶的氣候特點。因此地形發育進行得十分有力。地形的基本形態主要是物理風化、乾裂、吹颺及堆積地形。

在沙漠帶植物覆蓋不密，分佈也不廣。此種覆蓋對於外力加給地形的構成，大都不起妨礙作用。因此，沙漠中構造的不平地與外力加給的不平地都呈現其天然的、不爲植物所僞裝的面貌，沙漠帶的地形可當作乾裂生成物形態和風力生成物形態的相互關係來研究。

熱帶地區地形發育的特點 熱帶氣候的一般特點就是在一年內溫度總是很高。降雨量在一年中變化不定並且不均勻。因爲這個原故熱帶地區植物覆蓋有的是乾燥炎熱的草原植物，有的是潮濕的、難以通行的熱帶森林。熱帶氣候條件下的地形發育基本上和溫帶各相當地區的地形發育情況一樣。主要的區別只在於風化情況的不同。在熱帶由於經常的高溫，提高了化學風化因素——水的作用。堆積的化學風化作用也是熱帶地形發育的特徵。

殘積風化殼在熱帶森林帶中十分厚，有時達400公尺。隱藏在森林帶厚層的風化生成物下的原生岩在地面的構成中幾乎不起什麼作用。而與此同時，進行着强有力的河流侵蝕與堆積，它們時常起着决定性作用。在劇烈的侵蝕作用下，當高度發生很大的變化時，時常可以看到厚層的殘積層及洪積層的地滑與山崩。這樣就能形成帶有十分狹窄的分水嶺的、非常陡峭的山坡。在山坡被侵蝕作用割切得不甚厲害的時候，山脈具有圓的頂部和蓋有厚大洪積層的坡。所以，潮濕炎熱氣候地帶的特點主要是能使原生不平地變得平緩的化學風化地形及流水

的地貌作用，也就是河谷景觀。

根據以上所述各點可以明顯地看出來：在地表外力加給地形成因類型的分佈情況中可以看到大致與氣候帶相符合的一定的分帶性。在地貌景觀分佈帶中，也可以看到同樣的與絕對高度的關係。這樣的分帶性存在於不同緯度的不同地區。

大陸上各種景觀的分帶如下表示：

氣候帶	地貌地帶
熱　帶	熱帶森林固結地形帶。
溫　帶	沙漠乾裂生成物與風成物地形帶。
	草原的水成地形與谷地景觀帶。
	溫帶區森林固結地形帶。
寒　帶	寒凍風化與永凍帶。
	冰川地形帶。

個別地貌地帶的性質上的特徵在逐漸變化着。在地貌帶各類型的境界的輪廓中可以看到：除去氣候以外，它們並且與構造地形有直接的關係。緯度的分帶只能在大陸平原上看到。在山地地形中，地貌帶的境界輪廓非常易變；在這裏垂直的地貌分帶佔着首要的地位。

四、人爲地形

當代最積極的地貌活動者就是人類。人類活動對於地形的影響從人類歷史初期起，就已經開始了，而在現代條件下，人類的影響更具有特殊的意義。在人類歷史的各個階段中，都曾發生過人的力量改變地表面的事情。有時候人類的活動是一種削平起伏地形的破壞力，而在另一種情況下，人類使自然界外力作用的方向適合於自己的需要；改變河流的方向，塡平海峽，截斷大陸的地峽，所有這些工作都是爲了利用自然力，發展農業，開採礦藏資源及保衛國防等目的。

現代人類在自己的經濟活動中大大地把剝蝕作用這一類的地質作用增加了。在土壤覆蓋層的搬運工作中剝蝕作用尤爲顯著。這種現象現在通稱爲土壤的侵蝕。根據潘可夫的資料，土壤的侵蝕之廣泛涵義是指在人類的活動下藉剝蝕的自然作用力搬動全部土壤及其個別部分的過程，以及與搬動有關的、時常發生的土壤之耗損與破壞而言。由於侵蝕的結果，作爲自然體的土壤不再是地貌景觀上的一個特點，或者說是具有新的性質特徵的自然景觀。

人類活動的意義在地形的改變中是極其大的。根據費爾斯曼的判斷，"人類的作用比自然界中一般的物質移動現象譬如河、海、冰川的活動等要大得多。從規模上來說，人類的作用足可以與當地地質歷史中强力作用的地殼運動時期相比擬。要與這種强力作用相比較，那甚至於最劇烈的火山噴發都顯得渺小了"。

在全世界的運輸線上轉運着大量的礦物。這些礦物在開採區逐漸減少——這可以在煤、礦石、礦物的建築原料的開採區中看到——與其在開採物集中和使用地方堆積而形成的地形，從規模來說，時常比那些自然的外力加給地形還要宏大。隨着原子能的實際應用，人類將更能依照自己的意志來改變地表的形態。

人類活動改造成地形之總和成了一種人爲的地貌景觀。人爲地貌景觀最廣泛的類型是農業景觀、灌漑景觀、礦業景觀與國防景觀。

農業景觀地理上的農業景觀從兩極伸展到赤道。在這個空間，農業使用地是有變化的，然而自然地形因農作物而發生的改變是永遠一樣的。這種改變在地貌上的意義就是在耕種的過程中，使起伏地的外形變平而使地表變得平坦。由於上層掘鬆的土壤容易被運走，因此在外來因素的影響下地形就會加速的改變。而在另一方面，原來極易變化的地表地段（活動的沙，冲溝）又會因耕種而穩定下來，失去其原有的活動性。一般說來，農業景觀就是地表的一種平坦地段 它具有與耕地一樣的微型地型。

灌溉景觀是沙漠或半沙漠氣候地帶的最典型的地形。建造灌溉和改良土壤系統往往會完全改變原生水系的位置。建造灌溉系統、改良沼澤土壤以大河爲水源而利用水利等都會造成一些完全嶄新的景觀。河流爲堤壩所阻攔，堤壩以上就形成了人造湖泊。巨大的列寧湖（在德聶伯水電站上面），及莫斯科運河建成以後所形成的伏爾加海等都是人造湖的例子。在排水的地方往往產生高達幾十公尺的人造瀑布，這種人造瀑布所發出的聲音並不低於天然瀑布。人造瀑布與天然瀑布的差別在於：人造瀑布是沿着鋼骨水泥槽流下來的，因此沒有像天然瀑布那樣的破壞作用。凡在利用河流力量的地方，天然瀑布與峪坎就全部消失了（譬如德聶伯峪坎）。

人類爲了灌溉建造起整個的人造河系，人造河系的河床就是掘通的運河。運河漸漸分成細小的河流，把水灌溉到田地上去。灌溉網就是一種人造河谷景觀。在人造河谷網地帶中地形的改變是和天然河谷網中進行的一樣。就中這裡冲溝和潛蝕作用發展得很劇烈，有時造成特殊的漏陷的灌溉冲溝地形。在細粒的黃土岩層分佈地帶中可以看到灌溉網的特別強烈的侵蝕作用。這種地形的明顯例子就是中亞細亞的灌溉地帶，這是大家都曉得的。

礦業景觀在開採礦物的地方，人類造出了多種多樣的地形。在這裡，人的力量完全改變了地表的原生形態。礦山設備及工廠的烟構成了一幅壯麗的工業景觀的輪廓。工業地形的基本形態是多種多樣的並且是複雜的。它們有的是正地形，有的是負地形。像採礦場及鐵道的深

凹處就都是屬於第二種。有時在廢坑道內成了大湖。在老礦山崩塌的地方產生的陷落漏斗，是一種特殊的地表地形。漏斗的規模往往很大，這些漏斗的外表有些像喀斯特地區的坡立谷。礦山陷落漏斗表面低落部分達幾公尺深。在陷落的四周有同心斷裂系。

鐵道路基及礦山坑道附近的廢石堆都是工業景觀的正地形。在礦山建築區，這些堆積有幾十公尺高，並在大多情況下高出於地面。

礦山景觀通常因當地所開採礦物顏色而具有獨特的色彩，譬如克里沃羅格（Кривой Рог）鐵礦區就是一個例子。這個鐵礦區內的克里沃羅格岩系分佈地段內有鐵的痕跡。所有土壤、懸崖、起伏地的斜坡、河水、泉水都染上了赭鐵顏色。這顏色可以作爲鐵礦景觀的標誌。頓巴斯的契索夫雅拉四郊的高嶺土區也有這樣的特徵。屬於被開採的，白色耐火黏土層中的一部分老第三紀高嶺土層構成了阿爾喬姆地塘邊緣的丘陵地形。由老第三紀地層構成的高地斜坡上部呈白色。因此谷地斜坡呈特殊的淡色。凡是大量開採耐火黏土的地方，地形均被坑道所分割。集在一起的廢石堆形成了體積甚大的，呈雪白色的丘陵。填滿老坑道的人造湖中有像透明的藍寶石似的水。不過這種特殊的水色只有在風平浪靜的天氣時才能保持。只要有一點小風吹動水面，就會冒起白色的細粒泥粉，好像水中冲了一些牛奶似的。高嶺土開採區中的河流也呈乳白色。

採煤區的地形也呈這種特殊的外貌。這一類工業景觀突出的特點是巨大的、由與煤一起採掘出來的脈石堆積而成的圓錐形高地（терри-кон）。一般來說，這種高地常是超越於四周地面之上的、極高的堆置（насаженные）地形。工廠廠房上、宿舍上以及樹葉上所堆積的厚層煤灰也是工業景觀的不可分離的一部分。它給予景觀以一種單調的灰黑色彩。

運輸建設，特別是鐵道建築有特別巨大的地貌意義。巨大的土方工程能完全改變築路地區的外形。沿着路基線地表面完全趨於同一水平，因此需要在開路時，填平低地，削平高地。如若沿路遇到高地，則打隧道過去。隧道的規模往往比天然喀斯特洞穴還要大。

國防景觀　與軍事策略有關的地表起伏地，與工業地形一樣，在廣大地區的地形構成方面起着重大的作用。防禦建築大多數都是正地形。近代的戰爭不能形成極大的起伏地。屬於這類建築的有反坦克戰壕、避彈坑、地下避難所等，這些建築只能形成微型地形。在近代的戰爭中每次戰役所使用的自然陣線具有很大的意義。

古代的守衛防禦的建築物具有很大的地貌意義。這些建築物就是具有不同的體積和形狀的土堆 —— 土丘。只有人造土堆才能具有穹形，它們的特徵是：外形很平緩，具有突起的斜坡和不尖的頂。土丘大小不等，其高度大多不超過 4—5公尺，　但個別也有高達8—12 公尺的。這些土堆一個個地分佈在最高分水嶺脊上。它們更明顯地指出分水嶺的所在，形成一條梳狀的線。這樣的線條是草原地帶的特徵，它構成了草原地帶不可分割的一部分。

古代保壘和防禦土丘不同，它們的體積較大。它們的外形也是各式各樣的。草原上的堡壘大多數都是由幾公里長的圍墻圍繞起來的防禦工事。在華西里科夫城近郊可以看到有保存得很完整的基輔俄羅斯（Киевская Русь）時代的堡壘墻。有些地方的堡壘墻高達10——12公尺。在中亞細亞（如契爾契克盆地）及西西伯利亞等地古堡壘尤其多，它們都是圓錐狀的堆積物，比四周的平原地高出10——15公尺。

墳墓也造成了一種特殊的地形，在個別地區它們在地形的構造方面起着顯著的作用。克列斯河下流，塞爾達里亞河右岸支流下流及安格林河谷中有很多墳墓堆。這一帶的墳墓高有3——5公尺，有時到10公尺。它們全都分佈在分水嶺平原上及河流的上層階地。它們形成了佔幾十平方公里的獨特的小丘陵地形。

五、地形的年代

地球表面是長期地質發育的成果。前幾章已經指出：地球外表是造成各種不同地貌景觀的起伏地（年代不同、起源不同並且處在不同的發育階段中）的總和。所以爲了正確使用地貌學上的材料及正確理

解各種景觀的歷史，在任何情況下不僅要確定它的起源，並且還要確定地形基本外形的年代，以便更作爲說明地貌景觀演變的根據。

確定地表外形的年代是一個非常複雜的任務，直到目前爲止解決它的途徑還不够清楚。陸地升出海平面上的時期常被作爲測定全陸地上任何地段年代的起點。地表某一地段的發育時期就是各個地貌區域和地區的年代比較的根據。

各個區域的地形發育決定於地殼運動。地表上任何地段在它的地貌的生存期以前，也就是說，在它現代的生存期開始以前，都曾經歷過地質發育的複雜過程。這一點在說明近代地勢特點時，有時是具有重大的原則性意義的。

地貌的演化非常複雜。它是由於內生和外生的地質變化而生成。這些變化發生在當地，並有次序的改變着。這種變化具體表現在各個起源不同和年齡不同的地表外形中。如果把這兩者比較一下，就可以確定陸地外表地貌轉變的順序，因而也就有可能確定這一個地貌景觀的基本地形的相對年代。

確定個別地區地形的年代與說明地質歷史，可以藉深入研究地區的地質特徵與地貌特徵的方法來進行。一個地區地質歷史的一般特徵可以藉分析地區的地質構造、它的地層剖面圖和地質圖來確定。

這個方法的理論根據就是把地層看作化石相這樣的一個概念，也就是說，是對地層的概念，地層本質上的特徵反映着該地層形成時的自然地理條件，其中也包括着地貌條件。地層相的條件變化的順序也表現在岩石層理的順序中。在層理中的間斷和不整合現象具有極大的地貌意義。正如捷賈耶夫所指出，這種現象一般具有廣泛的涵義……"在不整合層理概念中包括這幾點：第一，舊地勢削平和消滅時期中所有地貌的間斷與不整合；第二，這是指着在大陸海洋相互作用基礎上的，形成新沉積岩系的開端"❶。層理的間斷和岩層中的不整合，當我們在個別地層的剖面中看到相的主要變化有脫漏的時候是符合上述結論的。狹義地說，不整合層理在任何情況下都證明了沉積物堆積

❶見捷賈耶夫著"大地構造學原理"1934版，95頁。

條件的變化。其中首先是地貌條件的變化。

分析地質剖面可以使我們能够確定在地形的地質發育中自然地理條件變化的特點和順序。構造地形的形成是在本區域內大陸形態最後被確定時才告完成的。根據構成和決定本區域地表形態的岩石年代可以確定一個地區的地貌演變開始時的相對年代。

上述情況可以 用頓巴斯西南部地質歷史中的例子來說明。 在這裡，在具有侵蝕面的結晶岩基底上有着大陸三叠紀風成沉積岩層。在三叠紀岩層上有下侏羅紀海相沉積的上層不整覆，其上又是中侏羅紀的大陸煤層。上侏羅紀海相沉積物又蓋在陸相中侏羅紀岩層上。上侏羅紀岩層面曾受冲蝕。有些地方在上侏羅紀岩層上蓋有陸相砂礫沉積物，同樣有部分被冲蝕。在侏羅紀岩層上蓋有上白堊紀厚層的海相岩層。在白堊紀沉積層上是不整合的始新世海相岩層。它也受到冲蝕並且在它上面不整合地覆蓋着薩爾馬特海相沉積岩層。薩爾馬特層又被第四紀的褐色黏土和黃土所覆蓋。

所有的地質剖面都可以在露頭中追溯出來，所以，每一岩層的組合都參與了現代地表的結構。一個地段剖面的地貌發展史可以用下面的程序來確定。在古生代末期結晶岩塊具有被改造了的侵蝕面，並且因無數不平面而變得複雜。在結晶岩基底上中生代以前的不平面的成因，因在以後各期中該地段曾受到非常劇烈的變化而未查明。

三叠紀時，結晶基底曾處在下沉狀態。這點可由大陸風成沉積層的極大厚度來證明。在陸地環境下，這裡造成了堆積地形，是外力加給平原。以後到了侏羅紀和白堊紀時期該地區的地形歷史是包含着若干期，而這幾個時期都經過了因大陸升降運動而相互變更的陸相和海相條件。地表的現在地貌外形最後形成是在薩爾馬特期末。薩爾馬特期海相沉積決定了年代屬於薩爾馬特期的、類如海岸原生平原等地面的特點。頓巴斯區域四周的原生平原似乎是一個基體。在該區域內因原生平原面的割切而現代的地貌特徵頗爲發育。

自上述的地區稍向南，在原生平原的地形發育中可考查出新的情節。該地在薩爾馬特期海侵的冲蝕面上尙蓋有上新世蓬蒂期的海相沉

積物。蓬蒂期石灰岩表面留有風化殘跡並且蓋有褐色黏土層。在把這兩種剖面比擬之後，使我們有理由認為：亞速夫海沿岸原生平原的構成是在低平原褐色黏土沉積時期中完成的。同時在原生平原範圍內可以分為兩個地貌年代階段——薩爾馬特期和蓬蒂期，它們都隱埋在赤褐色黏土下面，即在外力加給堆積地形下面。

中亞細亞西部地區地質剖面的地貌分析提供了一幅較簡單而又較明顯的圖景。上面曾經講過、廣闊的平原地區具有年代不同的、構成地形的沉積層。例如在圖爾干高原區域內表面一層岩石屬於老第三紀。烏斯特烏特是由中新世薩爾馬特期沉積物所構成，沒有由新的沉積物所構成的覆蓋層。同樣地，構成曼格什拉克高原地形的是蓬蒂期岩層，在克拉斯諾沃德斯克高原中是阿克-卡蓋爾期的岩層，在後翁固茲高原中是上新統後期的岩層，在卡拉庫姆低地的是古裏海海侵時期的沉積物。除了構成平原及高原地形的岩石年代以外，上述平原與高原的特點還在於它們位於海洋面上的高度各各不同，這可以用中亞細亞地質構造的特點來說明。圖爾干高原、烏斯特烏特高原、曼格什拉克高原、克拉斯諾沃德斯克高原、後翁固茲高原和卡拉庫姆高原都是獨立的地貌階段。按照年代來說，它們中每一個平原都具有時間長短不同和內容不同的地貌發展時期。在這些平原區域內的次生地形的年代也是互不相同的。在中亞細亞地形發展的地質歷史過程中，其個別地區在地理上是孤立的，並且具有在海洋面上的一定高度和次生的、外力加給的特殊外形。在這些個別地域中，每一個地域的景觀特點都反映了它們的地貌發育的輪廓。

同樣地採用這種方法，我們就能夠確定山岳地區地貌發育的開端。山岳地區地面大陸的割切時期可以按照在該山岳地區中所錯動的、最年輕的岩層年代來確定。地殼上所擇的各個地段的地質剖面分析使我們能夠確定地形的地質發展史。幾個地區分析結果的比較使我們有根據來劃分地貌年代階段，這樣的階段反映了地表大地段地形發育主要時期（圖230,231）。

外力加給地形的年代。升出海平面上的陸地地形面的原生不平度

可能是十分大的。但在任何情况下陸地原生面並不是被割切的。如果在平原基底上有古老的不平面，則它們被埋藏在露出地面的覆蓋沉積岩層下面。覆蓋岩層使我們有可能去確定在地形發展的地質階段中被埋藏了的不平面與其地貌割切形態之間的年代界線。埋在覆蓋岩層下的不平面總是比覆蓋層古老一些。由覆蓋沉積面割切結果而發育成的外力加給地形要比覆蓋層年輕些。這種現象在地台平原條件下具有特別重大的意義。因爲地台平原中在前寒武紀基底上沉積覆蓋層往往會全部地或部分地受到侵蝕，並且在表面結構中摻有揭露出的後生不平面。

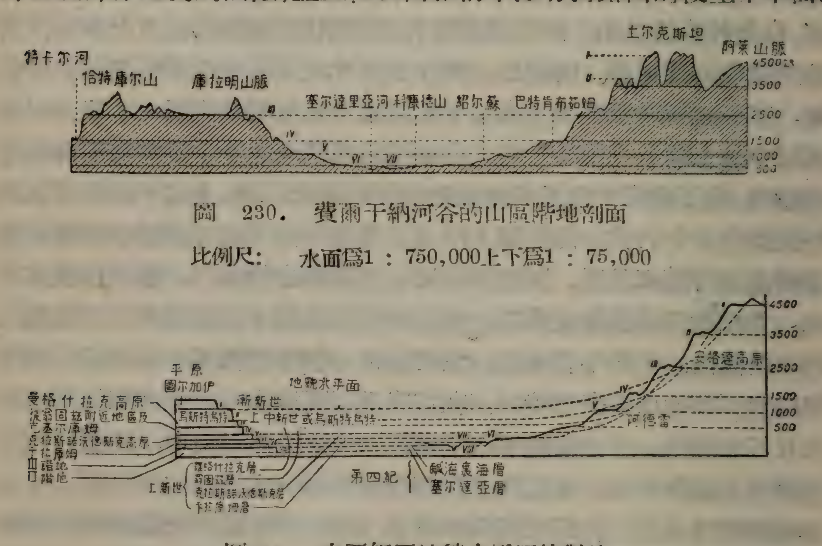


圖　230.　費爾干納河谷的山區階地剖面

比例尺:　水面爲1 : 750,000上下爲1 : 75,000

圖231.　中亞細亞地貌水平面的對比

外力加給地形時常在原生不平面上發育，它們與地形面的地區特徵相適合，並且與地區的侵蝕基準面位置有關。

產生在物質剝蝕運動過程中的地表的外力加給地形佔有一定的高度，並且具有由冲積土構成的岩層的各種不同的構造。按照冲積土剖面一般的地質對比可以決定地表外形的相對年代。堆積外形中平原面是那些較古老的、在高差上佔有較高位置的面，譬如，在平原河谷地形地帶內最古老的地形就是分水嶺。而所有階地都屬於比較年輕的地

形。每一個較高的階地同時也就是較古老的地形。這個規律在一定程度內對山前地形的堆積形態也是適用的。

依據年代階段，地形堆積形態的分佈大大地有助於解決覆蓋沉積層的地層學問題。通常，覆蓋沉積層總是具有附加層理，這種地形我們在階地發育地區中可以時常見到。在這種情況下，構成階地上層的沉積層總比構成階地下層的沉積岩古老些。根據地形確定的覆蓋沉積物的區域地層能提示出關於在該種條件下岩石成因的明晰概念，能發現地形形成的過程，並且有助於解決各種實際的經濟問題，尤其是像使用和研究地下水、冲積礦等問題。

在年代的分佈中地形的割切和侵蝕外形也是符合於這個規律的。按年代說它們分佈在從最低的，也就是最年輕的地形階段到最古的地形階段的範圍內。處在所有較高的地貌階段中，地形侵蝕外除去具有現代的不平面以外，並且具有一些年代比較古老的不平面。這些古老的侵蝕外形是在侵蝕基準面位於每一個較晚、較低階段的侵蝕基準面之上的時候形成的。由此可見，在最古的，也即最高的地表形態內會有最多的、不同年代的侵蝕形態，它們有次序地在總的侵蝕基準面不斷變更的條件下發育，並且在形成一些呈階地和地貌階梯狀的、地區剝蝕水平面中表現出來（圖232）。

除年代不同外，各別地區的外力加給地形在成因方面說來也互不相同。俄羅斯平原地形可以作爲具有如此複雜構造的地表的例子。在冰川作用時期以前，平原具有複雜的水成地形。在冰川時期中這個地形被埋於外力加給的冰川外形——終磧、底磧和其他冰川生成物的下面。冰川時期以前地形的輪廓已經全部地或部分地被磨平了。古老的冰川景觀在冰川時期後也加上了具有兩個或三個發育階段的水成形態。

平原地形包括：（1）原生堆積平原的不平面；（2）古侵蝕和水成堆積覆埋地形；（3）外力加給冰川地形；（4）不同年代的水成地形。年代、成因和發育階段等各不相同的地面外形的總合構成了平原地形的基本特點。

山岳地形的年代　山岳地區，四面圍着面積比它超過不知多少倍的平原，總是一種比毗連其山脚的平原更古老的地形。這是因爲地殼任何地段的地貌發育都是從它升到海平面上的時候才開始的。顯然，比其他地方早露出海面的海底隆起地段會比其他地方早受到破壞。而屬於這一類地段的首先就是山岳。

根據上述的、在地槽區域內的山岳地形形成的分析可以確定：發生在山區地槽區域內的地形的發育是一個極長期的過程。山岳地形發育的開端是在山岳呈島弧形升到海平面上的那個時期。在那個階段中山脈就已具有由岩漿岩及毗連岩漿岩並受到强烈錯動的沉積層所構成的核心。根據沉積層的年代我們便可確定山岳升到海面上的相對的時間。在這個時候當地槽中央部分發生沉積物的堆聚和沉積物錯動的複雜作用的時候，島嶼也被大氣營力劇烈地破壞。所以山脊的割切主要是橫向的。隨着地槽底部的繼續隆起，破壞作用涉及更廣大的地段。在地槽底部最低部分升到海平面上時就入於山岳地形發育的大陸時期。山脈頂峯與山脚發育時間的差別可以用地質時期來計算。上述具有順序的地槽發育也會因地槽的頂部不止一次的下沉到海平面而破壞，這種情形可以用在山脈地質剖面上時常見到的、海侵不整合岩層的存在來證明。

在主要和次要山脈區域內，山岳地區侵蝕地形的年代是各不相同的。這點在高加索地形的例子中看得最明顯。軸部由岩漿岩構成的最高的大高加索山脈具有最古的橫谷是在高加索地槽形成的初期（也就是說，在古生代）發育成的。高加索分水嶺及其他山脈的割切開始在高加索山脈升到海平面上以後的時期，僅僅在新第三紀。河流隨着本身的發育程度，繼承着河谷的古老地段，這些地段大多是嶂谷、峽谷，或是比次要山脈的河谷完成得厚的冲成峽谷。

隨着山岳地形的形成，也就是說，隨着山岳的升起，它們便受到劇烈而有順序的剝蝕。剝蝕作用的發展完全决定於大陸升降運動，它在一定時間內把該地域高擧到海平面上的某種高度。當慢慢升高的悠長時間中，山坡上形成了剝蝕面，即呈顯着地形面顯著的斷口的——

剝蝕階梯的——地方。

在我們仔細地分析地形詳圖和地質詳圖的時候，剝蝕階梯常常可以很容易被我們區劃出來。譬如，它們在費爾干納的地形剖面圖中就

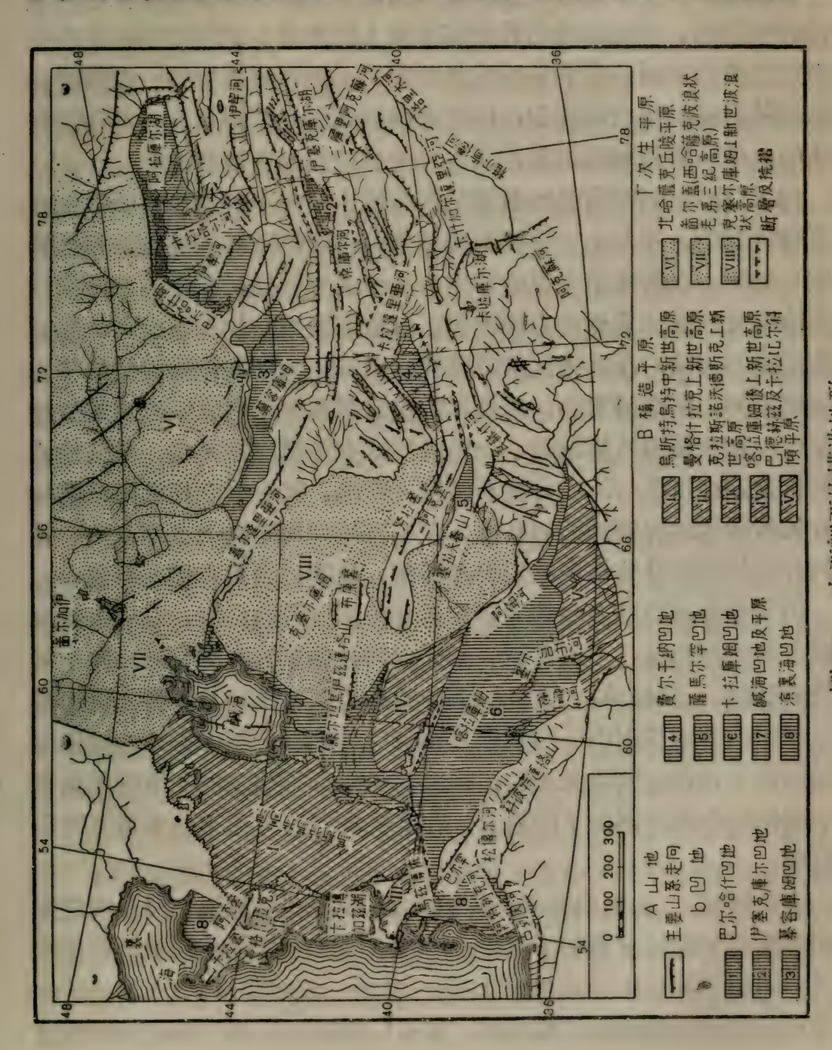


圖232. 中亞細亞的構造地形

在地形上表現得很明顯，在費爾干納區域、恰特卡爾山脈和土爾克斯坦山脈的山坡上，在費爾干納河谷底部水平面上非常明顯地顯露出六個剝蝕面。

剝蝕階梯提示了關於山坡構成和山岳地區地質構造隆起在動力方面綜合的概念。這就是說它首先有地質上的意義。剝型階梯也是具有歷史性的地貌地面，這就是說它代表着山岳地形發育中的一定階段。如果剝蝕階梯的年代能確定，則它的位置就可以爲判斷在一定時間內發生的，地質構造變動的範圍及其强度提供出很客觀的材料。

山岳地區中剝蝕階梯的發育是與圍繞山岳地區的原生平原的構成相互接合着的。平原上一定地貌條件是與山岳地區的同時期的剝蝕階梯相一致的。在將堆積平原地貌與山岳地區剝蝕階梯對比的時候需要周密地研究區域地質學和古地理學。這是需要用比較各地貌區域內的同期沉積的方法，及確定沉積層與構成山岳中一定剝蝕階梯的母生岩間的關係的方法來研究的。這樣就能確定構成平原岩層地形的堆積物的年代，和毗鄰山岳構造的、一定程度的主要破壞的年代，冲積物的堆積就是靠山岳進行的。分析形態測量特點、河谷構造及洪積堆積物的分佈特徵也能得到同樣的結論。在不同時期內冲刷山岳地區的、各種河谷的外貌與分佈情況確定得越精確，越能得出更正確的結論。

山岳中地面的外力加給地形常具有各不相同的成因。由於山脈地形發育的時期很長，不同起源、不同年代的地形的區劃常是一種不可解決的難題。同樣地，山岳地區中地貌的區域性也是一件複雜的事情。最後所有這些山中不同地形的極端複雜的相互關係在地形的極强烈的活動下往往會完全失去的，揭露於觀察者眼前的僅是這些光秃秃的、爲侵蝕作用所割切了的岩石，在這些岩石面上甚至於未留下時間的痕跡。

由此可見，山岳中地貌研究的首要任務有這幾點；（1）確定主要和次要山脈的地貌發展的開端；（2）確定山岳侵蝕割切的規律性並且把遺留下的谷劃分爲冲成峽谷、嶂谷、峽谷等；（3）劃分剝蝕水準面以便說明地形的地質演化；（4）確定地表面形態的區域類型

與成因類型，以及它與岩石成分的相互關係；（5）確定它們的年代。

除了上面所述的方法以外，解決這些問題可廣泛採用構造分析的方法，如果沒有這種方法山岳地區地貌觀察是不可能十分正確的。

平原地形的年代　平原與山岳地區地形不同之點在其具有比較複雜的地形。在極大多數的情況中，平原的原生特點可用海洋水準測量來確定。在某些情況下地形的均夷是堆聚厚層沉積物的結果。因在沉積物下面所有凹凸地勢都平坦了；而在另外一些情況下削平的工作是因海浪衝蝕作用而成的。堆積平原的特點在其具有看不出高差的、非常平坦的均夷面。上面已經提到過，平原上這種主要地貌特點的年代，可以由造成地形的、岩石的年代來決定，這些造成地形的岩石以覆蓋層掩蓋着平原。如果覆蓋的岩石是海相沉積物，則平原可作為原生平原。如果海相沉積物中具有由於另外一種成因而生成的沉積物，或多或少地使原生面變得複雜的話，這類平原可以看作堆積的、外力加給的平原。外力加給（原生）平原的年代決定於構成平原外表形態的岩石的年代。

具有典形狀的原生海洋平原，也就是說，保存着它們出生地——海底地形特點的海洋平原，是相當少見的。例如烏斯特烏特高原、裏海沿岸低地和中亞細亞內其他某些平原是這類平原中的最明顯例子。在大多數情況中原生平原往往因外力加給堆積平原而變得複雜。在平原地形的形成過程中可能有各種不同的內力（依照不同的順序變化着的）參與其間。俄羅斯平原就是一個例子，關於它的特點上面已說過。地球上最大的平原西西伯利亞低地也屬於這類平原。

原生平原年代可用一般地質剖面分析法來確定。從地貌學觀點來說，主要方法就是確定原生平原的類型。地台平原和地槽平原具有本質上不同的地貌特點。屬於前者的有古大陸的一部分，在古大陸中，在由結晶岩或通常由古老岩石構成的基底上沉積着較厚的後生陸相沖積岩層。古基底上埋覆的不平面常表現在這些平原地形上，呈現為外形緩和的地堡、低地和其他不平面。倘若厚度不大的層狀層理的覆蓋

層或古基底上升到侵蝕水準面位置以上，則舊有的岩基便被侵蝕作用暴露出來，便成爲地表構造之組份。

位在結晶岩分佈範圍內的烏克蘭右岸部分可以作爲大陸平原的一個例子，該處在寒武紀以前的基底上蓋有極厚的海相沉積和陸相沉積，雖然如此，結晶岩基底仍在堆積平原原生地形中呈現爲隆起與低地形狀，因此沉積層厚度也有所改變。由不同年代（自泥盆紀至第四紀）的沉積物構成的、具有波浪狀地表的俄羅斯平原中部區域即屬於這種地表類型。

大陸平原原生的不平面對於外力加給地形的分佈起了一定的影響。瓦爾戴丘陵終磧主要分佈地帶的已知的情況便可作爲此處所說的例子。

自瓦爾戴高地沿着水流方向至德聶伯河、西德維納河以及在高地的北方，冰川景觀的分佈情況極爲獨特。

地槽原生平原與大陸平原不同之點在其具有比較複雜的深成的地質構造。在該處沉積岩堆聚成厚層。地槽平原與大陸平原不同，它們常是凹陷或微傾斜的。其平坦光滑微被割切面上的斜度是不大的。因此地槽平原內經常能見到無水流外洩的盆地。平原面積大小非常不一。它們與平原的成因具有某些聯系。地槽平原可以在原生和次生地槽區域內發育。在第一種情況下平原常位在山系中間，並且具有比較小的面積。

在偶然的情況下，當侵蝕作用削平了分水嶺山脈時，鄰近地槽原生平原可能聯結成一片廣大的平原地區，在克塞爾庫姆就有這樣情況。中亞細亞山間地區平原——費爾干納谷地、戈洛德納亞草原、巴爾哈什附近地區、卡拉庫姆等地也都能列入此類中。產生在次生地槽區域中的平原通常都具有異常廣大的面積。這大概是因爲：次生地槽形成時，由於地槽軸的彎曲將大量堅固的地台物質引入本身運動中來，構成了地槽的兩翼。在蓋有海相沉積層的廣大沉降區域內，後來才具有平原地形，按成因來說，這種平原是外力加給平原。

最後，次生地槽平原沒有像在原生地槽平原所發生的那樣極顯著

的界限。例如德聶伯河左岸低地和西西伯利亞平原便是次生地槽區域所形成平原的最顯明的例子。處在長期沉降中，這些平原曾不止一次地成爲海侵地區。它們地形的形成是在第三紀末期才告完成的。在這個時候它們的分佈地區——地球上最廣大的平原——的地形的主要特點就被確定。在大多數情況中平原的外力加給地形的成因是各不相同的。

照例，在北緯度上的廣大平原中，外力加給地形都具有兩個不同的年代。其基礎是區域冰川景觀。在該底面上形成了不同年代的水成地形。這種水成地形是一種構造很複雜的、具有它所固有的堆積外形與侵蝕外形的谷地系統和湖泊盆地。在較南緯度上的平原具有古老谷地地形。它們的河流都經歷了一個長期發育歷史。例如多層的階地便是它們的表現。在河谷發育的許多情況中可以看到河谷與第四紀冰川運動的相互關係。最後，在較南緯度上的平原還有古老的水成地形，它也與促使內海水流侵蝕基準面發生變動的、第四紀冰川作用的發育有關係。在乾旱地帶原生平原中，在古谷地地形的底面上發育着各種不同成因、不同年代的沙漠風化地形、乾裂地形、風化吹颺地形和堆積地面。

在堆積平原地形的形成過程中可以分爲幾個階段。第一個階段包括海洋發育時期。在各平原中它所經歷的長短是互不相同的並且結束於不同的時間。因此在平原區域內可以區劃出不同年代的地貌水準面。

第二階段是第四紀初期時形成的一切平原表面的侵蝕割切。在各區域內和各平原中這個時期長短互不相同的階段於冰期開始時結束。

平原地形形成過程中的第三階段是相當於冰期。其特徵爲具有地球表面發育的極複雜的條件，這些條件是由一般變得潮濕的氣候和迅速冷却所決定的，它們促使擴展到平原中緯度地域的冰蓋形成並且使得山岳中的雪線降低了幾百公尺。

平原地形形成過程中的第四階段，也就是冰川時期以後的階段，同樣具有複雜的歷史。其發育是在現代自然地理區域性相當顯明的條

件下進行的。

侵蝕平原的年代與堆積平原不同，它們不能夠確定得像我們理想中一樣正確。關於地形發育的概念可以在把該地鄰近區域地質剖面互相對比，並將剝蝕平原與已確定了的地貌水準面相比較，查明其地質歷史以後得出。前面曾經引證過表明頓涅茨準平原發育歷史的地質剖面。從該剖面中可以很明顯地看出，幾乎所有頓涅茨的山脊都在白堊紀初期變平了。頓涅茨準平原的地形發育結束於老第三紀海侵時期中，這次海侵在古生代和中生代的平坦的面上沉積了水平的沉積岩層。在此之後的冲刷作用和侵蝕作用在頓涅茨再次地揭露了帶有複雜山脊地形及古構造谷地等的頓涅茨的山脊的光滑面，僅有個別地方是為碎屑物所覆蓋而未受冲刷的老第三紀侵蝕歷史也可以很簡單的採用頓巴斯周圍地區地質剖面地貌分析法來查明，頓巴斯附近在第三紀、第四紀時期中，曾發生過海洋盆地和海岸線輪廓的複雜變化。

六、地貌的分區

地貌分區的目的在於把從自然界觀察得來的地貌景觀的空間分佈情況反映在地形圖上。分區圖的實際價值在於它是否正確地反映出地形單元空間相互關係的實際情況。

在區劃個別地貌區域或者是同一類型的地形分佈地區時可以有各種不同的原則。某些地區往往由於海拔高度不同而被分為個別的區域。有時根據地貌材料來分區。在某些場合下也以地形的成因與年代作為分區的根據。每一個單獨抓住的特徵都不能據以揣想：某一大陸地區，在區域地貌構造上是獨立的。

個別地區的地貌分區圖只能在考慮過地形的原生特徵及其外力分加給地形的成因、年代以後才能繪製。在這種情況下，區劃出個別地貌景觀的界線就或多或少地成為有條件的了。地貌分區圖的正確程度由對當地地貌研究程度而定。把當地地貌情況研究得越詳細，則分區越正確。

在地貌上各種不同區域的大小是相差甚巨的——可以從佔地幾十平方公尺的地形的基本地形到表現整個地區巨型地貌特點的，廣闊的平原和山地。因此研究地貌分區的單位、它們的組成、體積及並列性等問題是很有意義的。

曾有學者試圖在普通地理和一部分區域性的地貌研究工作中區劃個別的地貌區；但是在這兩種工作中理論上的問題尚未能闡明。

上面曾經講過：按照地表上地形間互相關係的特點，地形的基本外形可以歸併爲組、類、族、級及型。在區劃地形特點時一般採用型。

地表型的特點决定於造成地球基本不平地形的地質構造——海的凹地和大陸的隆起，而在大陸境內則是平原和山嶽。實際說來，平原和山嶽乃是地表的基本類型。

不論是平原或山嶽的地形性質都具有很大的變化性。這種變化性决定於基本的地質構造、高差，絕大部分是决定於外力加給地形，這種外力加給地形就其分佈情況來說還是從屬於原生的不平地面。我們可以把這些地形性質的特徵劃分爲幾個類。在地貌分類範圍中又可以分出地形的族，所謂族就是它們的成因是一樣的，它們是在改變地表形態的的任何一種因素的地貌活動佔優勢的條件下形成的（譬如永久凍土帶、冰川、河流及風的作用等）。

由同一種因素所形成的地形，可能在不同的方式下形成。有時可以是正地形，它主要是由礦物堆積而成的，但在另一種情況下也可以是負地形，由於岩石的破壞產物被冲積和搬運到較遠的地方而生成。依照成因和地貌特點而合成的地形，如正負地形，可以得出地表的類。地表形態的類是代表極爲複雜的地形。類不僅可以表現一般的成因和地貌特點，並且還可以反映出地形的年代。

連合幾個基本地形的地表形態的集合（ассоциация）在地貌景觀上佔着一定的空間位置。各種不同的地表形態集合（根據成因、年代、大小及性質來分）决定於地表的地質發育歷史。某一種地貌集合佔優勢的那一區域，必定具有其共同的、突出的特徵。

被分成獨立的地貌單位的區域其規模相差很大。這要看地形發展的一般條件及位置而定。個別分類單位的絕對面積是不相等的，這在地貌分區圖中可以看到。

地貌區的分類單位有（從最大的到最小的）：

地形的型——地貌國；

類——省；

集合——區；

外形——景觀。

國 地貌學上所謂“國”的概念與一般地理上的該術語的涵義一樣。所謂國者意指爲自然地理境界所界限的廣闊區域。

某些個別“國”的地貌特徵在地理上的極大差異情況中，具有共同的高差上的特點。可有若干種國的地型類型。其中主要的就是平原、丘陵地及山地。有時這些定義還可能更縮小些；個別的“國”可能指着凹地、低平原、高原、台地、丘陵地區、中高山、高山等。在所有情况下，國的地形都具有原生的構造特性，而它的特點決定於海拔高度。

省 地貌學上的所謂“省”是國的一部分。省與相鄰區域的差別在於它具有外力加給地形成因。地貌省的境界通常和地區的地貌景觀分佈範圍相一致。在地貌省境內地表之特點僅決定於氣候因素。

區 在具體進行地形區域劃分的過程中，地貌區常常是聯合該地與成因無關的一般地貌特點之總單位。

地貌區是由於某一種外因主要作用而生成的地形分佈地區。假如拿冰雪氣候省來做例子，那麼在它的境內又可分出冰川區和冰川邊緣區。在乾旱氣候省相應地可以分出風成沙區、乾地形區等。在山區個別的山脈常常形成獨立的地貌區。在地貌區內基本的地形特點、它們的大小、相互關係、分佈情況、集合情况等與地質構造、高差、原生岩的成分等都有很大的關係。

景觀 地貌景觀是面積較大的一定地形的分佈區域，它是由成因與地貌特點完全同類的地表地形所組成。譬如，在冰川地貌內，可以

分出個別的終磧、底磧、鼓丘等景觀。在風成沙地貌區內可以有沙堆沙景觀，及壠沙景觀等。地貌景觀是地貌分區的基本單位。被區劃爲地貌景觀的地區其絕對面積可能是多種多樣的。有的時候，地貌景觀可能是具有同一地形的擴大地域。在河階地分佈區內，沿海地區以及地表由同一構造所形成的地方都有這種巨大的地貌景觀。在具有複雜地形構造的區域內，地貌景觀的面積可能是很有限的。這樣的情況在山區中是很常見的。

由於地貌景觀具有據以區劃它們的、一定地形特點和地表外形的成因，所以它們的境界可以很容易地確定。地貌景觀本身並沒有較大的區域地貌特點的意義。地貌特點只有在地貌區或省境內才充分地表現出來，在地貌省和區內地形成因的相互關係及它們對四周相鄰地形單元的關係完全可以追溯出來。

附　　錄

論蘇聯地形學❶的現狀與任務

杜米特拉施柯，卡馬寧，密舍梁柯夫

1. 地形學在地質地理科學中的對象與地位

地形學是研究地面起伏及其產生、發育、經濟利用以及由於人類社會活動而引起的變化的科學。它的職責在追溯現在地形形成的過程，並爲勘測有用礦物，爲工程建設與爲改造自然提供地形學的論證。很多學者對地形學的對象曾下過各種接近而不够完整的定義。舒金(И.С. Щукин)認爲："普通地形學是研究地球表面一般形狀的科學"。馬爾科夫（К. К. Марков）則認爲它是研究地面形狀發展的科學。

關於地形學在地質地理科學中的地位，最近引起了很多分岐的意見。

舒金，葉夫遼莫夫（Ю. К. Ефремов），卡列斯尼克（С. В. Калесник）等人認爲地形學是地理學的一個分科，邦達楚克（В. Г. Бондарчук）等人則認爲地形學是純粹的地質科學。兩種見解同時得到廣泛的傳播。這種情況的形成不是偶然，而是有其歷史根源的。

地質學家列文生—列星格（Ф. Ю. Лезинсон-Лессинг），卡爾賓斯基（А. П. Карпинский），摩施凱托夫（И. В. Мушкетов），巴甫洛夫（А. П. Павлов），喬爾斯基（И. Д. Черский），拉斯卡遼夫（В. Д. Ласкарев），奧勃魯契夫（В. А. Обручев）以及其他許多地質學家，在研究我國地質的基礎上促成了地形學的成長與發展。同樣，我國卓越的地理學家謝苗諾夫·天山斯基（П. П. Семенов-Тяншанский），克魯泡特金（П. А. Кропоткин），多庫恰耶夫

❶Геоморфология一詞有譯爲地貌學的，也有譯爲地形學的，未有定論，此處仍遵從原譯者，沒用地貌學譯名（地質出版社編輯部註）。

（В. В. Докучаев），阿努青（Д. Н. Анучин），貝爾格（Л. С. Берг）對地形學的發展也起了非常重要的作用。由於他們的貢獻及其他許多地理學家與地質學家的努力，地形學已成爲一門獨立的科學，具備了自己的特點，創造了自己的方法。不久以前，馬爾科夫指出地形學存在着兩個理論體系。

當我們考慮到地形學研究的對象——地面起伏——的發展，不僅與地殼構造有關，並且與氣候以及其他自然地理現象有關時，就應該承認地形學是兼跨地質與地理的科學。在這方面，我們完全同意尼柯拉也夫（Н. И. Николаев）的意見。1949年尼柯拉也夫在地理學會莫斯科分會地形學委員會上的報告中，如馬爾科夫一樣，强調指出，必需把地形學中的兩個趨向——地質學與地理學——統一起來，使它成爲一門以辯證唯物論爲基礎的科學。

因此，與地質科學及地理科學範疇緊密相連的地形學是一門"跨界"的科學。近數十年來，這類跨界的介中科學分科也正在其他各科學部門中發展着，如地球物理學、地球化學、生物地球化學、物理化學等。

既然是"跨界"的科學，地形學就不僅應該利用地理的方法，還應該利用地質的方法，並以此爲基礎，進而創造與改善自身獨有的方法。地形學家對於各地區（包括岩石及其構造）的地史及其意義與作用，必需清楚。祇有這樣，地形學家才能正確地了解地形發育的特徵，了解近代地形形成的過程與趨向，從而由國民經濟的觀點，預測未來地形的發展。同時，必需强調指出，地形學家是不容忽視地理環境與近代地理演變過程的特點的。

2. 地形學的現狀與其發展歷史

地形學雖然有"跨界"的特點，並在地質學與地理學中都佔有一定的位置，但許多地形的研究仍以地質的傾向佔優勢。很多地形文章，寫成好像地質報告中的主要部分，就是這種傾向的表現。在這裏，地形學常常不知不覺地被山脈、階地與第四紀沉積的描寫所代替，實質上成了地質學的描寫部分，而對地形其及演變則缺乏充分的

思考與深刻的分析。反之，在某些綜合性的地質著作中，對於地形學的研究特點，也不了解。例如，好些研究烏克蘭的地質學家（遼茲尼慶柯В. В. Резниченко，祁爾文斯基В. Н. Чирвинский，索鮑列夫Д. Н. Соболев）把純粹的地層單位描寫成爲河流階地，並根據地質剖面黃土層的數目來確定河流階地的數目與年代。他們這樣地運用古地理剖面的規律，就是沒有把階地作爲地面形狀來研究。

某些研究大高加索與小高加索的地質學家，對於地形發育歷史的分析，過於簡略。例如，派奮高耳茨（К. Н. Паффенгольц）對青年期地殼運動的各種特徵是估計不足的，對它們的描寫也顯得非常公式化。他認爲每個冰期（根據他的意見，在外高加索和阿爾卑斯曾有過四次）的特徵是地面上升，而每個間冰期的特徵則是下降；這種下降在小高加索以熔岩的噴發而告終。這就促使他對古地理學的特點作出許多不正確的結論，對最新的地殼運動作出不正確的解釋，因而對這些運動未來趨向的預測也給予不正確的根據。但是，這種預測在這些地震區域裏，是有重大的實際意義的。

伐爾達雅聶茨（Л. А. Варданянец）關於大高加索與小高加索的古地理構造的著作，存在着很明顯的公式主義。他認爲，在上新統末期與第四紀時，地盤上升和山岳形成是與海退和黑海、裏海的變淡（受博斯普魯斯（Босфор）地區上升的影響）是同時的；他又認爲，侵蝕期與山岳的破壞期則是與海侵及海水變淡同時的。事實上，由於差別運動的存在，克里米亞和高加索區域上新統與第四紀的古地理情況是非常複雜的。可見伐爾達雅聶茨對決定着這個地區地形發育的古地理的解釋，是太簡單了。

在反對地形學過於地質化的同時，必須指出另一方面的危險，就是地形學的脫離地面地質史。

在地形學研究中，地理方面的傾向常常表現在忽視地形發育的內在因素（古代與現代的構造、地質構造及岩石）。因此，對地形及其發育過程的研究，實質上往往只限於描寫一些外在因素與地貌。這種趨向，在鮑爾左夫（А. А. Борзов）及其某些學生的著述中，表現得很顯

著。如所週知，鮑爾左夫對地形發育階段的劃分曾特別注意過。他認爲發育階段的劃分是一種相對的概念，是不受地形的絕對地質年齡的約束的。這種解釋使"地形發育階段"概念喪失了它的具體的歷史眞實性。

從格利高里也夫（А.А. Григорьев）院士的理論著作中，可以看出地理學是脫離了地質學的基礎。固然，格利高里也夫在他的許多著作中，曾多次指出，研究地史時期的構造規律與地理環境發展規律的巨大意義。可是在實際上，他近幾年來的許多理論著作，大部分都是在研究地理環境發展中的氣候因素(太陽輻射、熱與水的平衡等等)，根本沒有談及地形與地質因素。因此，他爲地形與地質構造在地理環境的構造規律中、在地理環境的發展規律中引起局部變化的巨大意義而發表的意見，在他的著作中，實際上幾乎找不到一點反映。

上述例子說明，在地形學工作中低估地形發育中地質因素或地理因素的作用，同樣都會使地形學喪失其特點，並削弱其結論在實際應用上的可能性。

地形學是地質學與地理學之間的"跨界"科學。在俄國自羅蒙諾索夫（М.В.Ломоносов）時代起，地形學就已經從這兩門科學中發展起來。對俄國地形學來講， 地質學向來是它發展的牢固基礎， 貫澈於全部地形科學史中的地形發育的進化觀點，則是它的特點，由於這個特點，俄國地形學與蘇聯地形學顯著地與歐美地形學區別開來。下面我們就談談歐美地形學過去與目前情況的一般特徵。

戴維斯（W.M.Davis）與彭克（W.Penck）的著作在歐美地形學中佔了中心地位。戴維斯著作的產生是以各方面的地理研究，並以美國西部的各種考察爲基礎的。當時，戴維斯與彭克對地形科學的發展曾起了積極的作用。正因爲這樣，他們才引起廣大科學界對地形研究的注意。戴維斯十分明晰地指出了決定冰川、風、喀斯特影刻及其他地形景觀類型產生的發展過程。但必須指出，戴維斯的論理基礎是有缺陷的，他的地形循環學說(幼年期、壯年期與衰老期地形的交替)把地形的發育過程歸結爲現象的重複與簡單的交替。歸結爲機械狹隘的運動

與平衡的原則。這些都是不合客觀事實的。

彭克曾喚起了地形學家對於山坡梯地形成中，垂直上升作用的注意，在地形發育中，對於上升與侵蝕的對比的注意，以及在山岳地形形成中，對重力作用的注意。但是，彭克的觀念整個是片面的，不完善的。根據這個觀念，山岳地形中特別顯著的侵蝕面（поверхность выравнивания）的發展就被解釋爲地盤不斷上升的結果，即同一方面的同一運動的結果。這種解釋是不能說明山坡梯地實際存在的事實的。山坡梯地的形成只能是在地盤斷續上升，也就是在相互抵觸的發展過程條件下才能夠實現。

今天，在各資本主義國家中，地形科學的理論正日趨衰落。好些在地形學方面曾經有過貢獻的歐美科學家，今天還嚴守着在論理方面有着缺陷的戴維斯或彭克觀念的陳規，而不能創造出任何新的觀念來。亨斯（Hinds）的著作就是地形學中這類現象的例子。馬爾科夫曾對此書提出了批評，指出該書的主要缺點，是缺乏系統性的敘述，而對問題的解釋也膚淺。

另一個非常典型的例子，是美國在勘探石油與煤氣時應用地形學方法的情況。如衆所知，戴維斯和其他前一世紀的學者，曾注意到根據地表形狀去研究地質構造。可是在戴維斯學說的這方面，實際上非常重要的這方面，在美國的石油地質中沒有得到廣泛的發展；因而地形的方法也不能獲得切實地應用。

資產階級的地形學缺乏辯證唯物論所賦予蘇聯地形學的可靠的論理基礎；固步自封於解決一些狹小問題，沒有能力進行大規模的理論綜合，因此，也就沒有進一步發展的基礎。這就是資本主義國家地形學史現階段的最主要的特徵，這個特徵決定了資產階級地形學的一切特點。

在資本主義國家中，地形學成了在理論上沒有進展，而主要是供作教育用的一門科學。他們沒有把艱鉅的理論工作作爲自己的主要任務，祇局限於收集和整理一些實際資料，放棄解釋事實，尤其放棄說明廣大自然界的規律性。在科學工作中，這種趨向是以"實證論"

（也就是在西方流行的一種變形唯心論）爲理論立場而辯護，並作爲依據的。歐美地形學的這種缺乏眞實歷史、缺乏發生與演進過程、缺乏以收集事實進行理論綜合的錯誤方法，明顯地使自己與俄國及蘇聯地形學劃分開來。

歐美地形學與蘇聯地形學間的另一個重要差異，就是研究的規模。歐美地形學追求的是些狹隘而抽象的事物，研究工作是自流、混亂、缺乏科學目的性的，是在少量經費之下由個別的科學工作者（主要是高等學校的教授）來進行的。研究的對象，大多是受地形成因約束的（主要是外營力的）小地貌。在歐美，幾乎沒有想到要把地形學與其鄰近科學，例如構造地質學、地球化學，水文學等連結起來。已有的工作都具有一個特點，就是根據少數事實倉卒作出結論；這些結論的主要目的，看起來，似乎祇是要使讀者對它感到驚奇而已。用沙特斯基（Н.С.Щатский）的定義來講，這種病理現像可以稱爲科學的頹廢。

俄國地形學的發展道路是很獨特的。以深刻的歷史觀點來研究事物的現象，是俄國地質學與地理學的特點。很早以前，羅蒙諾索夫就指出了這個方向。他作過一個假說：在山岳和平原的形成中，有"內力"參加，這種內力迫使山岳從海底上升起來。羅蒙諾索夫認爲，由於"震動"的原故，地球表面的構造絕對不能永恆不變。他所謂"震動"，不僅指地震或與火山作用有關的現象，而是地殼的迅速運動與緩慢運動的全部總合。他認爲大體地形形成中的主要作用是"地球核心的內部運動"，也就是內在因素，但在表面露出海面後，使它改變的，主要是"地球核心組織以外的物體的作用"，也就是外在因素（風、雨、河流、海浪）。

羅蒙諾索夫的觀念在他的學生中，例如廖彼與（И.И.Лепехин）院士，祖也夫（В.Ф.Зуев）院士，與捷遼茨柯夫斯基（И. Я. Озерецковский）院士等，得到發展。他們師徒的觀念，本質上是與許多近代觀念相符合的；可惜這些觀念一部分在後來被人遺忘了。雖然如此，在羅蒙諾索夫之後，也出現過一些論著，其中某些地形形成的觀念是正

確的，是符合於我們時代觀念的。例如1781年發表在"經濟雜誌"(Экономический магазин)上的著名農學家鮑洛托夫(А.Т.Болотов)所著"窪地的概念"論文，就是這些論著之一。鮑洛托夫在該文中遠比歐美學者爲早，作出了結論，確定了溯源侵蝕在峽谷上游，與在山谷和溪流形成中的决定性作用。

謝苗諾夫·天山斯基和克魯鮑特金的著作對蘇聯地形科學的發展，具有巨大的意義。特別是克魯鮑特金，他更創造了冰期的理論。這對後代關於第四紀事變觀點的形成，起了决定性的影響。

杜庫恰耶夫的研究，使俄國地形學得到了進一步的繁榮與發揚。

俄國歐洲部分的地形發育在杜庫恰耶夫的多方面的科學活動中，佔着很重要的地位；其中特別使他感到興趣的是關於河谷形成的方法題題。對這問題的解決，甚至19世紀初大科學家別爾(К.М.Бэр)也受了災變論(Катастрофизм)思想的支配。與此相反，杜庫恰耶夫根據大小河流的侵蝕作用，發展了地球表面地形的演進理論。杜庫恰耶夫所假設的侵蝕地形的進化公式(從雛谷到峽谷，進而到寬谷)，尤有重大價值。

杜庫恰耶夫的這些觀念，迅速地受到與他同時代的科學家們的擁護。這些科學家的工作爲地形進化論以後在俄國及蘇聯的發展準備了條件。地質學家廖伐柯夫斯基(Н.Леваковский),高洛夫金斯基(Н.А.Головкинский)，阿爾馬歇夫斯基(П.Я.Армашевский)，奧波柯夫(А.В.Оппоков),拉斯卡遼夫(В.Д.Ласкарев)等人爲俄羅斯平原中部與南部河谷發育的研究，貢獻了無限的精力。他們發展了杜庫恰耶夫的觀念。尼基金(С.Н.Никитин)研究了俄羅斯平原的第四紀冰川地區,發展了杜庫恰耶夫的地形進化觀念；休羅夫斯基(Г.И.Щуровский)發表了許多重要見解，闡述升降運動及其對地形發育的影響。

還有許多傑出的俄國地理學家與地質學家，對地形學的發展也起了很大的作用。克拉歇寧尼柯夫(С.П.Крашенинников)，米靳陀爾夫(А.Ф.Миддендорф)，奧勃魯契夫等對西伯利亞的研究；謝苗諾夫·天山斯基，普爾捷伐里斯基(Н.М.Пржевальский)，摩施凱托夫

(И.В.Мушкетов)，奧勃魯契夫、貝爾格等對中亞細亞的研究，以及派耳拉斯（П. С. Паллас）季耳洛（А. А.Тилло），阿努青，鮑爾左夫等對俄國歐洲部分廣大區域的研究，都是實例。特別應該指出的是貝爾格的貢獻，他是最先綜合西伯利亞與中亞細亞地形者之一。

幾乎是同時發表的列文生——列星格與卡爾賓斯基的著作，在俄國地形學中，對於樹立新地殼運動的觀點與樹立地形形成的基本過程的觀點，起了巨大的作用。他們在人類科學史中，第一次指出，對於地面發育起着決定性作用的，是陸地的內部運動，而不是以休斯（E.Suess）爲代表、當時西歐學者所公認的海面的升降運動（эвстатическое колебание）。

列文生—列星格與卡爾賓斯基的觀念，在當時是嶄新的與革命的。這觀念在科學界獲得了廣泛的贊同。直到現在，在重構山岳或平原地形形成過程圖時，他們的觀念還是一個主要的依據。

安德路索夫(Н. И Андрусов)關於裏海與黑海古地理的許多重要問題的著作,對地形學的發展起了巨大的影響。巴夫洛夫對地形學發展所起的影響則更大。他創造了山岳地形與平原地形發生過程的基本類型分類法。在分類中，他特別注意地殼的因素以及侵蝕與堆積過程的特點。這些因素與特點,對於地形的結構,無疑是有決定性作用的。他把山麓沉積（делювий）、山坡沉積（пролювий）、沉積與溶蝕過程的概念列入了科學之門；這些理論對地形學、土壤學、工程地質學、凍土學，都起着有效的作用。巴夫洛夫的工作開始於偉大的十月社會主義革命前，完成於蘇維埃時代。巴夫洛夫關於地殼運動決定海洋與陸地分佈特點的理論，特別使人感到興趣。巴夫洛夫，列文生—列星格，卡爾賓斯基在上述的那些方面，都發展了羅蒙諾索夫的觀念。

上述俄國地形學簡史，說明了俄國學者爲地形學的發展作了多麼大的貢獻。在爲俄國地形學奠定基礎方面，他們的主要貢獻是樹立地形變化的進化觀點、推測地形的發展及其表現的主要因素，以求發現總規律。這個趨向使俄國地形學派與歐美地形學派明顯地劃分開來。在短短數十年間，蘇聯地形學家以無數的實際工作保持、鞏固、發展

了這個趨向，並獲得了重大的成就。

首先，我們在這方面應該指出的是研究區域地形方面的重大成就。偉大的十月革命前，很少研究區域山脈學區域地形學，甚或沒有研究。革命後，首先應該指出的是：1926年奧勃魯契夫與薩里歇夫（К.А,Салищев）發現了西伯利亞的重要山系——契爾斯基山脈（хребет Черского），消滅了北冰洋沿岸和島嶼上的許多"空白點"。在中亞細亞山地中發現了蘇聯最高的山頂，斯大林峰與勝利峰。

在偉大的衛國戰爭年代裏，完成了百萬分之一的蘇聯地圖的編製。這幅地圖獲得了蘇聯地理學會的金質獎章，它為蘇聯的山脈學與測高法的現有知識作了總結。榮獲斯大林獎金的二百五十萬分之一的蘇聯最新地形圖的編製出版，在這方面具有更大的意義。

在許多大學的地理系裏，創設了地形學課程，培養出不少優秀的地形學專家。1930年，蘇聯科學院設立了世界上第一所專門性的地形研究所，以後改組擴大為地理研究所。

蘇維埃時代許多卓越的著述，豐富了地形學的文獻。其中不僅有地方性的概述，還有巨大的理論性與綜合性的著作；特別是在對地形學的發展具有極大意義的古地理方面，尤顯得突出。在後一類文獻中，應該提到的是格拉西莫夫與馬爾科夫的關於第四紀的專論。格拉西莫夫的著作"蘇聯地質構造圖的地形解釋體會"肯定了地形與構造之間對比概念發展的重大意義，確立了蘇聯特有地形的基本範疇。此外，還有許多論著也都非常值得注意。例如，格利高里也夫的"亞寒帶"，它指出了地形發育的特點；曾柯維奇（В.П.Зенкович）的"海岸動力及其形態"；李契柯夫（Б.Л.Личков）的"冲積平原與山地侵蝕面的起源"，"近代造陸運動在地貌形成中的作用及其規律性與地帶性"；尼柯拉也夫的"最新地質構造"等等。

馬爾科夫的"地形學基本問題"一書是地形學中的一個很寶貴的貢獻。他概述了地形學的歷史，闡明俄國學者在其中所起的巨大作用，研究了地形學的近代情況，對戴維斯與彭克的觀念提出批評，對缺乏根據的歐美地形學理論作出了結論。書中指出了在國民經濟進一

步增長中。蘇聯地形學的任務，對許多理論問題，馬爾科夫也作了解答，這些解答對改善地形學的研究步驟非常重要（例如地形的時間與循序問題）。

在地形圖的編製方面，同樣也獲得了許多成就。除了大量的地方性地形圖外，應該提及蘇聯科學院地理研究所編製的蘇聯地形分區圖（編輯——格利高里也夫，馬爾科夫）。這幅圖的說明，實質上就是第一篇蘇聯全部地形的描寫。儘管該圖存在着某些缺點，但在認識蘇聯領土的地形上，不失爲一巨大貢獻。

蘇聯地形學的成就，不應歸結爲只是某些研究人員與科學研究機構的成就。蘇聯科學理論思想的共同提高，是决定這些成就的主要因素；而蘇聯科學理論思想的共同提高，則又是與國內的大規模建設和辯證唯物論賦於科學研究的正確理論基礎分不開的。蘇聯地形學與俄國地形學間主要的不同特徵，就是前者採用了辯證唯物論的方法。

地形學之所以獲得成就。是因爲蘇聯的地形學與社會主義建設的實踐保持着緊密的聯系，它的發展步調是與實踐相一致的。蘇聯地形學最主要的特點，就是它的工作計劃服從於國民經濟的需要。它是與社會主義建設的實踐，即與改造自然和建設共產主義的偉大的斯大林計劃相連結的。

革命前，俄國地形學即已聯系實際。那時，卡爾賓斯基把地形研究運用於勘探有用礦物，尼基金，柯玆緬柯（A.C. Козменко）等人則開始了防止溝壑侵蝕方法的研究。但是，只有在蘇維埃時代，地形學才獲得了大家的重視。蘇聯地形學家進行了許多重要的研究，遍及於交通困難的中亞沙漠、遼闊的西伯利亞、北極和遠東地區。在蘇聯歐洲部分工作的地形學家，進行了與大規模水力系統設計有關的研究。同樣，在研究溝壑侵蝕與其征服方法方面，也獲得了重大的成就。

蘇聯地形學的巨大成就，是把地形學的方法引用到許多國民經濟部門與科學部門中去。在社會主義建設中，地形學的方法廣泛地和其他方法相結合，用來解决各種問題。從這裏，我們可以看出，地形研究在實行斯大林改造自然計劃中，在世界上最大規模的水力與灌溉

系統的實施中所起的巨大意義。地形學方法在查勘有用礦物時（如石油、瓦斯及其他礦產），得到了廣泛的應用，在製圖學中，也受到普遍的注意。地形材料，廣泛地運用於編製小縮尺的地形一覽圖（如龔比娜（ Т.Н.Гунбина ）涉魯茨卡雅（И.П.Заруцкая）等人）。

除了上述的重要成就外，另方面也應該指出，地形學還存在着某些必須克服的缺點。首先是對許多實際要求，特別是今天正在增長着的要求，還遠不能予以滿足。某些地形學家還沒有能完全克服歐美地形學派思想的影響，因此走上了錯誤的理論立場。

最近，我們從波陀普里契柯(И.Г.Подопличко)的著作中看到了關於否定冰期的概念。冰期的概念雖然離開理想還很遠，但它終究是比較完整，而又有着大量實際材料作爲根據的。而且這個概念不僅在純粹的地質或地形事實中找到了證實，並且在研究植物區系、動物區系，以及舊石器時代人類遺跡中也找到了證實。波陀普里契柯主要是以某些偏見來說明事實，對於他的偏見不適合的，則置之不理，專門去追求那些對他有利的方面。這種手段實可視作是對待研究自然現象的反科學的態度。

索鮑列夫（ С.С.Соболев ）在其關於蘇聯歐洲部分領土侵蝕過程的綜合性論著中，無批判地接受了戴維斯與彭克的公式，完全忽略了構造現象對侵蝕過程的制約性；何況這種制約性在平原地形形成中的重要作用，在巴夫洛夫的著作中早已敘述得很清楚。索鮑列夫對地形彫刻形狀的研究是脫離地質構造與近代地殼運動的，因而他的結論顯得非常形式化。

在馬爾科夫的"地形學的基本問題"一書中，引用了"地形基面"的概念。可是，馬爾科夫的各種地形基面圖表遠不能包括所有實際存在的地面形狀。例如，在基本地形的分級表裏，竟然沒有列出山地！書中馬爾科夫對於地形基面以後的發展，沒有作出預測，對於地球起伏的基本規律問題，也沒有能與地殼的大體構造形態（平台、大向斜）的演化聯系起來。這從馬爾科夫下面的敘述中可以看出："地形基面根據主要的外營力的性質而劃分"。他又說："這是戴維斯的劃分地理循環的劃分原則，但這祇是兩者唯一相同之處。戴維斯在研究地形發

育過程的(循環的)各個場所時，將它們排置成是一個接一個；而我則將它們排置成是成垂直行列的一個疊一個"。我們知道，地形基面的順序對於最近地殼運動性質的解釋是非常重要的。但是，在解決任何地形研究的基本問題時，不論關於構造的或地形發育歷史的，如果祇限於研究一部分的地形基面，是不成的。特別是在實用上，具有積極意義的方法應該是既研究地形的形成過程，又預測它未來的發展，而絕不是研究地形的基面。應該指出，馬爾科夫的失敗原因即在於沒有完全克服戴維斯與彭克學說的影響，對他們缺乏深刻的批判。在他的批判裏，沒有揭露戴維斯與彭克學說在基本方法上的缺點。這就不免使馬爾科夫所構成的許多地形學的重要而現實的理論降低了它們的價值。這些理論包括地球的起伏、地形的發展及年齡、地形發育中內在因素的意義等等。

舒金的地形學基本教材是一本非常有價值的、收集廣博的教本。它綜合了大量的文獻資料與實際資料。這書的主要缺點是缺乏完整的概念，即缺乏貫串全書內容的明確觀念。對每一個問題，書中都引證了許多不同的看法，可是沒有批判，或只有不充分的批判，也沒有指出何者才是最正確的原理。

邦達楚克的地形學教本也存在着不少錯誤，按主題來講，這本書的結構是非常成功的，可是在內容上，它還存在着好些矛盾和許多不正確的定義，它的寫法顯然是偏向了地質方面。

蘇聯地形學家的許多工作，直到現在還沒有能和國民經濟問題緊密地聯系起來。發表在"地形學與古地理學資料"上的地理研究所的地形學家的某些文章和發表在其他刊物上的莫斯科大學、列寧格勒大學以及其他機關的地形學家的文章，都是脫離實際任務的。

上引例子說明，在地形學工作中還存在着許多缺點。缺點之一是地形學工作脫離其他的自然地理科學（地質學、水文地質學、水文學、氣候學等）。這種脫離的情況，在綜合性的研究工作中特別容易覺察。在這些工作中，地形學並非隨時佔着應有的位置，有時更脫離了總體，不切實應用已作的結論，而去從事地形形態及其形成特點的

詳細描寫。

某些地形學家對建設中的許多疑問不能解釋，這是大量缺乏數量的研究方法所致。由於缺乏數量的研究，因此使許多因改造自然而引起的未來地形發展的預測，常常遭受到了完全的失敗。

數量方法僅限於把地形測量指標應用於地貌圖上（морфометрическая показатель），甚至在這方面也是非常狹窄的。如謙卓夫（В.Н.Ченцов），馬爾科夫，斯庇利陀諾夫（А.И.Спиридонов）等人都嘗試過。並且這種指標還遠遠不是完善的，在構造方面往往顯得很形式化。

蘇聯地形學中的另一個重要缺點，是綜合性理論著作的貧乏。地形學的一般問題雖已由格拉西莫夫，李契柯夫，馬爾科夫，尼柯拉也夫等人所提出，然而對這些問題的研究，顯然還是很不夠的。

3.蘇聯地形學今後發展的任務與途徑

蘇聯地形學的首要任務之一，是闡明地形學的基本理論，並在這方面創造出綜合性的著作。地形發育的一般規律，以及依照地殼基本構造形態（平台、大向斜）爲轉移的發育方向等問題，都必須在辯證唯物論的基礎上，逐一地深入加以研究。

必須創造出地形發育的總的理論，這種理論要詳盡無遺，並能估計構造（內部的）因素與外在（外部的）因素間的相互作用與相互制約的特點。應該特別注意關於龐大地形“形態構造”的發展理論。要完成這個任務，必須充分運用宇宙學、地球構造學、地球物理學以及地球化學的各方面的新成就。

從考慮內部構造和地質歷史來研究地形，它的實際重要性是非常巨大而多方面的。例如，石油地質工作者在勘探煤氣層構造時，應用地形學方法獲得了巨大成績。所以說，地形研究的重要是完全可以理解的。

研究侵蝕地形形成的規律，創造關於其發展的總的理論，也極重要。平原地形的起源及其發展史問題也是一個獨立的問題。

海底起伏理論的研究和揭露海底起伏在整個地球起源上的一般規

律，非常值得注意。

必須創造各種地形發展的理論，並預測將來的結果，分門別類，提出綜合性專論（如冰川、風力侵蝕、湖泊與海洋的侵蝕、灰岩的溶蝕等等）。

蘇聯地形學的重要任務是跟那些不正確的、異己的資產階級地形學觀念作鬥爭，向它展開以往還沒有注意到的各方面的批評。

在蘇聯地形學家的面前，還展開着一片寬闊的、普及科學知識的活動原野。除了有關地形問題的各種通俗叢書外，首先必須編製各種教材，使能充分滿足年青地形工作者在學習中所提出的要求。如果能考慮這些新的要求，則對於培養地形人材的方法，不能不作根本的改革，如在地理系課程中加入許多數學課程與地質課程等。

蘇聯地形學的基本任務，亦即一切地質地理科學的基本任務，是要參加到爲共產主義社會的發展而準備物質基礎，爲以後文化與經濟的發展而創造條件的共同事業中去。

在蘇聯地形學家的面前，還有着許多偉大的、光榮的任務等待完成，必須動員一切力量來參加實現偉大的共產主義建設。我國今後的經濟發展要求獲得新的原料富源，在這些富源的勘測中，地形學家肩負着重要的責任。因此，必須盡力擴大與加强地形學家的參加地質研究，增强與鞏固和地質學的聯系。在這方面，過去做得還不夠，今後必須盡可能地使地形學的主要成就運用到國民經濟中去，使它們在產業工人羣衆中、在高等與中等學校的工作人員中、在廣大的知識分子中成爲易被大家接觸和熟悉的對象。

必須有系統地擴大關於我國領土的地形製圖工作，大量繪製各種縮尺的地形圖。

爲了完成上列各項重大任務，許多共同性的問題需要蘇聯地形學家很好去解決；必須綜合所有力量來創造一個統一的工作方法，必須在馬克思主義辯證唯物論的基礎上，對地形學的任務（總的與局部的）作出一個觀點一致的理論。這個理論應該包括地形學的對象與任務，地形學在地質地理科學體系中的地位，自然地理學的一般任務，地質

地理方法在地形學中的應用，地形學研究成果的實際應用，各種縮尺地形圖例的擬製，與配合實際需要的專門地圖圖例的擬製。上列各工作中，圖例的擬製，由於偉大共產主義建設與改造自然計劃的需要，而成爲地形學的一項重要任務。這些工作必須與研究現象的野外考察、設站觀測和實驗工作相結合，它的最終目標應該是在水文、氣候、地形等過程與現象間，建立數量上的關係（例如降水與逕流率、侵蝕强度與喀斯特形成程度間的關係等）。

（陳恩健譯自蘇聯科學院院報“地理叢刊”，1951年第5期）

地質出版社編輯部按：本文係轉載自地理學報第十九卷，第二期，作者比較詳細地分析了蘇聯地貌學的成就和其當前任務，在他所提到的著作中，也分析批判了本書，這對於學習和運用本書中的觀點是會有所帮助的；所以我們徵得地理學報編委會和原譯者的同意，把他轉載在這裏，作爲本書的附錄，以供讀者參考。

參 考 書 目

Андронников Е.Климатические типы пустынь,Труды 1-го Всесоюзного географического съезда 11—18 апреля 1933 г.,вып. з,Ленинград 1934.

安德朗尼科夫：沙漠的氣候類型。

Андрусов Н.Мангышлак,Труды Арало-Каспийской экспедиции, ч. 1 иII,вып. VII,1915.

安德魯索夫：曼格什拉克

Анучин Д.Теория географических циклов Девиса в критическом освещении Шеттнера, "Землеведение",вып.III—IV,1922.

阿努琴：謝特乭爾對戴維斯的地理循環論的批判闡釋"地理學"。

Арган.Тектоника Азии,ОНТИ НКТП СССР,1935.

阿爾干：亞洲的地質構造。

Архангельскии А. и др. Краткии очерк геологической структуры и геологической истории СССР,1937.

阿爾漢格爾斯基：蘇聯的地質構造與地質歷史概要。

Боголепов М.Происхождение лица Земли, "Землеведение", № 3—4,1932.

博戈列波夫：地面的起源"地理學"。

Бондарчук В. Тектоорогения,изд.КГУ,Киев,1946.

邦達楚克：構造造山學。

Борисяк А.Происхождение континентов и океанов,"Природа", № 1 и 2,1922.

博里夏克：大陸和海洋的起源"自然"。

Борисяк А.Теория геосинклиналей,1924.

博里夏克：地槽論。

Берг Л.Ф ізико—географические (ландшафтные) зоны СССР, Ленинград 1936.

别爾格: 蘇聯的自然地理(景觀)帶。

Берг Л.Природа СССР, Учпедгиз, Москва 1938.

别爾格: 蘇聯的自然環境。

Вальтер И.Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время, изд.Брокгауз—Ефрон, 1911.

華爾捷爾: 今古沙漠形成規律。

Герасимов А.История поверхности Земли, "Природа", №—10, 1926.

格拉西莫夫: 地表的歷史"自然"。

Герасимов И.и Марков К.Ледниковый период на территории СССР, изд АН СССР, Труды Института географии, вып. 3, 1939.

格拉西莫夫和馬爾科夫: 蘇聯境內的冰期。

Герасимов И и Марков К.Четвертичная геология, Учпедгиз, Москва 1939.

格拉西莫夫和馬爾科夫: 第四紀地質學。

Гутенберг Б.Строение Земли, ОНТИ, Москва, 1934.

古登别爾格: 地球的構造。

Джоли Д.История поверхности Земли, Гиз, Москва 1929.

卓利: 地表的歷史

Димо Н.и Келлер Б.В области, полупустынь, Саратов 1907.

季莫和克列爾: 半沙漠地帶。

Дели Р. Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ НКТП СССР, 1936.

丹納: 噴出岩與地球的深處。

Калесник С.Общая гляциология, Учпедгиз, Москва 1939.

卡列斯尼克: 普通冰川學。

Краснов А.Травяные степи северного полушария, МОИП. Географический отдел, Т.XXI, вып.1, 1894.

克拉斯諾夫: 北半球的草原。

Крубер А. Карстовая область горного Крыма. Москва 1915.

克鲁別爾：克里米亞山地的喀斯特地帶。

Крубер А. Общее землеведение, Учпедгиз, Москва 1938.

克鲁別爾：普通地理學。

Милановский Е. К вопросу о роли и задачах матодов исследования в геоморфологии, "Землеведение", т. XXIII, вып. I—II, 1931.

米拉諾夫斯基：關於地貌學研究方法的任務和作用問題"地理學"。

Моисеев А. Введение в геотектонику, Ленинград 1939.

莫伊謝夫：地質構造概論。

Мушкетов Д. Региональная геотектоника, ОНТИ, Москва 1935.

穆什克托夫：區域地質構造。

Нацкий А. Геологический очерк Малого Балхана, Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 4-й, 1916.

納茨基：小巴爾漢的地質概要，普通實用地質學資料。

Обручев В. О процессах выветривания и развеивания в Центральной Азии, Записки Минералогического общества, т. XXXIII, вып. I, 1895.

奥勃魯契夫：中亞細亞的風化作用和吹颺作用，礦物學會的記錄資料。

Попов С. Грязевые вулканы, "Природа", 26, 1928.

波波夫：泥火山"自然"。

Сумгин М. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, АН СССР, Москва 1937.

蘇金：蘇聯境內的土壤永久凍土帶。

Павлов А. Г. О рельефе равнин, "Землеведение", кн. III—IV, 1898.

巴甫洛夫：平原地形"地理學"。

Танфильев Г. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий, ч. II, Одесса 1923.

坦菲爾耶夫：俄羅斯、烏克蘭及與其西部接隣地區的地理。

Танфильев Г. Болота и торфяники полесья, СПБ, 1895.

坦菲爾耶夫：波列謝的沼澤與泥炭田。

Тетяев М. Основы геотектоники, ОНТИ, Москва—Ленинград 1934.

捷嘉耶夫：地質構造學原理。

Толмачев А. Северные полярные страны, изд. Академии наук, Ленинград 1932.

托爾馬契夫：北極地區。

Щукин И. Общая морфология суши, I—II, ОНТИ НКТП СССР, Москва 1938.

舒金：普通大陸形態學。

Эдельштейн Я. Основы геоморфологии, Учпедгиз, Москва 1939.

愛傑爾什傑茵：地貌學原理。

術 語 譯 名

Абиссальная область 深海區
Абляция 磨削作用，消融
Абразия 衝蝕作用
Адыры 零亂丘陵，"峁"（西北黃土地形——甘陝人給的名稱）
Айсберг 冰山
Аккумулятивные формы рельефа 堆積地形
Аккумуляция 堆積作用
Аллювиальные равнины 沖積平原
Аллювий 沖積層
Алы 冰環低地
Анализ геоморфологический 地貌分析
Антиклинали 背斜
Антиклинальные долины 背斜谷
Антиклинальные складки 背斜褶曲
Аридный климат 乾燥氣候
Архипелаги 羣島
Асимметрия берегов 河岸的不對稱
Асимметрия долин 山谷的不對稱
Ассоциации форм поверхности 地表面上的地形集合
Атмосферные воды 大氣水
Атоллы 環礁
Атоллы теории их образования 環礁及其形成學說

Базис денудации 剝蝕基準面
Базис эрозии 侵蝕基準面

Байджерахи 小土丘
Балка 坳地
Балочный рельеф 坳地地形
Банка 岸，灘
Бар 水底沙灘
Бараньи лбы 羊額石
Барранкосы 羊尾溝
Барханная цепь 新月丘帶
Барханы 新月沙丘
—полисинтетические 互接的新月沙丘
Бассейн реки 流域
Бассейны замкнутые 封閉盆地
Бассейны морские остаточные 殘餘海盆地
—самосадочные 自行沉澱盆地
—сборные 集合盆地
—стоячих вод 死水盆地
Бедленд 劣地
Безрусловые долины (делли) 無河床河谷（溝壑）
Берег коренной 原生岩河岸
Берега, классификация их 海岸及其分類
Берега абразионные 衝蝕海岸
Берега абразионные высокие 衝蝕高海岸
——низкие 衝蝕低海岸
Берега атлантического типа 大西洋式海岸
—без действия приливов 無漲潮作用的海岸
—бодденов 波登海岸
—бухтовые 港灣海岸
—— ——остаточных массивов 殘餘塊狀山區的港灣海岸
—— ——столовых стран 平台地區的港灣海岸
—вогнутые 凹海岸
—возвышенные 高地海岸

—вторично-выравненные 二次削平海岸
—вулканических областей 火山區海岸
—выравненные 均夷海岸
—— — дюнные 均夷沙丘海岸
—гаффовые 港灣海岸
—далматинские 達爾馬地亞海岸
—далматинского типа 達爾馬地亞式海岸
—дельтовые 三角洲海岸
—— —субполярные 半寒帶三角洲海岸
—диагональные 斜交海岸
—долинные остаточных массивов 殘餘地塊山谷海岸
—— —столовые 桌狀山谷海岸
—завуалированные коренные 掩蓋原生海岸
—изрезанные 切斷海岸
—ингрессионные 海侵海岸
—— —гляциальные 冰川海侵海岸
—индокитайского типа 印度中國式海岸
—коренные 原生海岸
—коралловые 珊瑚海岸
—крутые 陡崖海岸
—лагунные 瀉湖海岸
—ледяные 冰海岸
—лиманные 溺谷(海股)海岸
—лопастные 扇形(槳形)海岸
—маршевые 鹽浸沼澤海岸
—мелкориасовые 小型里亞斯式海岸
—морские 海岸
—мульдовые остаточных массивов 殘餘地塊的槽形海岸
—низменные 低地海岸
—остаточных гор 殘餘山地海岸
—— — —— пергрессионные 殘餘山地超進海岸

—патагонского типа 巴塔哥尼亞式海岸

—перГрессионные 超進海岸

—поперечные 橫海岸

—— — риасовые 里亞斯式橫海岸

—— — складчатые 褶曲橫海岸

—продольные 縱海岸

—— — риасовые 里亞斯式縱海岸

—— — складчатые 褶曲縱海岸

—пустынь 沙漠海岸

—риасовые 里亞斯式海岸

—ровные 平坦海岸

—— — возвышенные 高地平坦海岸

—— — низменные 低地平坦海岸

—сбросовые 斷層海岸

—с воздействием приливов 有漲潮作用的海岸

—с вулканическими образованиями 火山形成海岸

—с ингрессиями первой степени 一級海侵海岸

—— — второй степени 二級海侵海岸

—— — третьей степени 三級海侵海岸

—складчатые бухтовые 褶皺港灣海岸

—складчатых областей 褶皺區海岸

—с мангровыми зарослями 具紅樹科灌木林的海岸

—с незначительным воздействием моря 海洋作用不大的海岸

—с окаймляющим рифом 具環礁的海岸

—с открывающимися вади 具開口間歇河谷的海岸

—с плоским подножием (шрандом) 具微斜崖麓(海灘)的海岸

—с полосою маршей 鹽浸沼澤地帶的海岸

—с расчленением, обусловленным неодинаковой твёрдостью горных пород 由於組成岩石硬度的不一致而發生割切的海岸

—с сильным воздействием моря 海水作用很大的海岸

—столовые высокие 高桌狀海岸

—— —— низкие 低桌狀海岸
—столовых стран 桌狀地區的海岸
—с широкой береговой равниной 具寬廣海岸平原的海岸
—типа "кала" 卡拉式海岸
—— "марэ" 瑪萊式海岸
—— мэриленда 馬利蘭式海岸
—тихоокеанского типа 太平洋式海岸
—фёрдовые 低險海岸
—фьердовые 伏崖海岸
—— — диагональные 斜交伏崖海岸
—— — индиферентные 一致伏崖海岸
—— — поперечные 横伏崖海岸
—— — продольные 縱伏崖海岸
——фьордовые 峽灣海岸
—— —— пергрессионные 超進峽灣海岸
—шермового типа 謝爾姆式海岸
—шхерные 斯科利式海岸
—эстуариевые 三角港海岸
Береговая линия 海岸線
—— —древняя 古海岸線
Береговые валы 沿岸沙堤（天然堤）
Бессточные области 內陸區
Блюдца (поды) 碟形盆地（小型盆地）
Болгуньяхи 冰崗
Болото 沼澤
Болота грунтового питания 土中水沼澤
—моховые 苔蘚沼澤
—намывные 淤積沼澤
—приморские (марши) 濱海沼澤（鹽浸沼澤）
—причины их образования 沼澤及其形成的原因
—схема их строения 沼澤，及其結構圖解

—торфяные 泥炭沼澤
Болсоны 沙漠盆地
Большие долины провалов 大陷落谷
Бомбы вулканические 火山彈
Брахиантиклинали 短背斜
Брахискладки 短褶曲
Брекчии 角礫岩
Бугристые пески 沙堆沙
Бугры кустовые 叢草沙堆
—торфяные 泥炭丘
Бухты 海灣
Быстрины 急流，急灘

Вади 間歇河谷
Вал береговой 海岸沙堤
Вал кольцевой 環形沙堤
Вал песчаный 沙堤
Вал тектонический 構造長垣
Валуны 礫石
—гранёные 彫琢的礫石
—пирамидальные 錐形礫石
Ванны ледниковые 冰盆
Вертикальная зональность в горах 山區垂直帶
Верховье реки 河流上游
Ветроприбойные знаки 風波紋
Вечная мерзлота 永久凍土帶
Вершины 頂
—острые 尖頂
Взморье 海濱區
Внутренние моря 內海
Водопады 瀑布

Водоразделы 分水嶺
—асимметричные 不對稱的分水嶺
—боковые 側旁分水嶺
—главные 主要分水嶺
—долинные 山谷分水嶺
—сборные 集合分水嶺
Водораздельная линия 分水線
Водораздельные возвышенности 分水嶺高地
Воды атмосферные 降水
—грунтовые 土中水
—ледниковые 冰水
—ливневые 暴雨水
—паводковые 山洪水
—поверхностные 地面水
—подземные 地下水
—сточные 外洩水
—стоячие 死水
—текучие 流水
Возвышенности 高地
—водораздельные 分水高地
—материковые 大陸高地
—платообразные 高原形成的高地
Возраст рельефа 地形年代
—— —гор 山岳地形年代
—— —Земли 地球的年齡
—— —равнин 平原地形年代
Воклюзы 湧泉
Волнистая лава 波狀熔岩
Волноприбойные террасы 浪蝕階地
"Волосы Пеле" 培利髮
Воронки карстовые 喀斯特漏斗

—просадочные (суффозионные) 漏陷（潛蝕）漏斗
Впадины 凹地
—бессточные 無水流外洩凹地
—извержения 噴發凹地
—межгорные 山間凹地
—морские 海岸凹地
—озёр 湖泊凹地
—океанические 海洋凹地
—полярные 極地凹地
—тектонические 構造凹地
Временные потоки 暫時水流
—— —— аккумулятивные 堆積的暫時水流
—— —— скульптурные 雕刻的暫時水流
Вулканизм интрузивный 侵入火山作用
——эффузивный 噴出火山作用
Вулканическая зона азиатская 亞洲火山帶
—— — американская 美洲火山帶
—— — средиземного пояса 地中帶火山帶
Вулканическая область 火山區
Вулканические бомбы 火山彈
—— очаги 火山源
—— плато 火山高原
Вулканический пепел 火山灰
—— песок 火山砂
Вулканы 火山
——грязевые 泥火山
——действующие 活火山
——островные 島狀火山
——потухшие 死火山
——слоистые 層狀火山
——щитовые 盾形火山

——эмбриональные 兒火山
Вулканы, географическое размещение их 火山及其地理分佈
Выветривание 風化作用
——морозное 寒凍風化作用
——солевое 具有鹽斑的風化作用
——физическое 物理風化作用
——химическое 化學風化作用
——шаровое 球形風化作用
Высоты материков 大陸高度

Галечники 卵石
Галечниковые поля 卵石場
Гаммады (каменистые пустыни) 石漠
Гаффы 河口瀉湖
Гвианские берега 格維安式岸
Гейзеры 間歇噴泉
Генетическая геоморфология 發生地貌學
Геоантиклинали 地背斜
Геоид 地球體
Геоморфогенез 地貌成因
Геоморфологическая провинция 地貌省
Геоморфологический анализ 地貌分析
Геоморфологический ландшафт 地貌景觀
Геоморфологический район 地貌區
Геоморфологический уровень 地貌水準面
Геоморфологическое районирование 地貌的分區
Геоморфология 地貌學
——генетическая 發生地貌學
——описательная (морфография) 叙述地貌學
Геосинклинали 地向斜, 地槽
——первичные 原生地向斜

—вторичные 次生地向斜
Гидролакколиты 水成岩盤
Гипсографическая кривая 測圖曲線
Гипсометрия 測高學
Главная река 主要河流
Глетчеры 冰川
Глыбовая лава 塊狀熔岩
Глыбовые горы 塊狀山
Глыбовые россыпи 岩塊堆
Гляциодислокации 冰川錯動作用
Гляциоформы 冰川地形
Горная страна 山區
Горные пустыни 岩漠
Горные системы 山系
Горные хребты 山嶺，山脈
— —с острым углом 具銳角的山脈
— —кулисообразно расположенные 邊幕式分佈的山脈
Горные цепи 山脈
Горный обвал 山崩
Горообразование 造山作用，山岳形成作用
Горст 地壘
Горы 山，山岳
— альпийского типа 阿爾卑斯式山
— высокие 高山
— глыбовые 塊狀山
— денудационные 剝蝕山
— конические 圓錐形山
— куполообразные 穹窿形山
— лакколитовые 岩盤山
— моноантиклинальные 單背斜山
— низкие 低山

—— низкие с мягкими формами рельефа 具緩和地形的低山
—— инзкие с резкими формами рельефа 具險峻地形的低山
—— останцовые 殘餘山
—— островные (останцовые) 島狀(殘餘)山
—— свидетели 殘餘山脈(山的見證人)
—— складчато-покровные 褶皺覆蓋山
—— складчато-глыбовые 褶皺塊狀山
—— складчатые (моноантиклинальные) 褶皺(單背斜)山
—— средневысотные 中高山
—— средневысотные с альпийскими формами рельефа 具阿爾卑斯式地形的中高山
—— средневысотные с мягкими формами рельефа 具緩和地形的中高山
—— средневысотные с резкими формами рельефа 具險峻地形的中高山
—— столово-глыбовые 桌狀塊狀山
—— столовые 桌狀山
—— тектонические 構造山
—— эрозионные 侵蝕山
Грабен 地塹
Гребни водораздельные 分水嶺的山脊
——гор 山脊
——карровые 溶溝山脊
——округлые 圓山脊
——острые 尖形山脊
——платообразные 桌狀山脊
Грунтовые воды 土中水
Грунтовый лёд (вечная мерзлота) 土中冰(永久凍土帶)
Грядовые пески 壠崗沙
Гряды 壠
—— конечно-моренные 終磧壠

—— куэстовые 單面山壠
—— моноклинальные 單斜壠
—— песчаные 沙壠
—— снежные 雪壠
Грязевые потоки 泥流
—— вулканы (грязевые сопки) 泥火山(泥山)
Грязевые вулканы, их географическое распределение 泥火山及其地理分佈
Грязевые сопки 泥火山
Губа 灣
Гумидный климат 溫和潮濕氣候

Далматинский тип берега 達爾馬地亞式海岸
Дамбы 堤壩
—— береговые 河岸堤壩
—— прирусловые 近河床堤壩
Деление вод 分水
Делли (безрусловые долины) 溝壑(無河床河谷)
Дельты 三角洲
—— асимметричные 不對稱三角洲
—— клювовидные 鳥嘴形三角洲
—— лопастные (симметричные) 扇形(對稱)三角洲
—— симметричные (лопастные) 對稱(扇形)三角洲
—— сухие 乾三角洲
Делювиальные плащи 坡積層
Делювий 坡積層
Денудация 剝蝕作用
Денудационные ступени 剝蝕階梯
—— —— синхронные 同時剝蝕階梯
Денудационные террасы 剝蝕階地
Денудационный уровень 剝蝕水準面

Депрессии 窪地
Деструкция 破壞作用
Дефляция 吹蝕
Дисимметрия рельефа 地形的不對稱
Долины 谷
—— антиклинальные 背斜谷
—— блюдцеобразные 碟形谷地
—— боковые 側谷
—— висячие 懸谷
—— консеквентные 順向谷
—— корытовидные 槽谷
—— ледниковые 冰川谷
—— моноклинальные 單斜谷
—— невырабстанные (V—образные) 未成形（V形）谷
—— несогласные 不整合谷
—— обсеквентные 逆向谷
—— открытые 出露河谷
—— оформленные 已成形谷
—— пойменные 河漫灘谷
—— поперечные 橫谷
—— провалов 陷落谷
—— продольные 縱谷
—— прорыва 沖穿峽谷
—— проходные 通道谷
—— ресеквентные 戾向谷
—— речные 河谷
—— сбросовые 斷層谷
—— синклинальные 向斜谷
—— слепые 盲谷
—— согласные 整合谷
—— субсеквентные 次成谷

—— эпигенетические 遺傳谷
—— эрозионные 侵蝕谷
—— воронкообразные 漏斗形谷
Древнеаллювиальные образования 古冲積形成作用
Друмлины 鼓丘
Дурные земли (бедленд) 劣地
Дюны 沙丘
—— береговые 海岸沙丘
—— зародышевые 雛形沙丘
—— пераболические 拋物線沙丘
—— пирамидальные 錐形沙丘
—— продольные 縱丘

Жилы 岩脈

Заболачивание 沼澤化
Завал 堵塞
Загар пустынный 沙漠岩漆
Закон Бэра 貝爾定律
Закарстовывание 喀斯特化
Заливы 海灣
Зандровые равнины 冰水扇形平原
Зандры "扇形地", 冰水扇形地
Заструги (снежные гряды) 雪波(雪攏)
Землетрясение 地震
Земляные пирамиды 土錐
Земляные столбы 土柱
Золли 鍋狀冰坑
Зона вулканическая азиатская 亚洲火山帶
—— —— американская 美洲火山帶

—— гумидного климата 溫和潮濕氣候帶
—— лесная 森林帶
——океана абиссальная 深海帶
—— —— батиальная 半深海帶
—— —— неритовая 淺海帶
—— пустынная 沙漠帶
——разломов меридиональная (тихоокеанская) 南北向的(太平洋式的)斷裂帶
——разломов средиземная 地中斷裂帶
——разломов субмеридиональная 近南北向的斷裂帶
——складчатая 褶皺帶
——степная 草原帶
——сухого климата (аридная) 乾燥氣候帶
——тропических лесов 熱帶森林帶
——холодная 寒帶
Зональность ландшафтов 地形景觀分帶性
——ледниковых форм рельефа 冰川地形分帶性
——климатическая 氣候分帶性
——геоморфологическая 地貌分帶性
Зональные разломы Земли 地球的斷裂帶
Зунды 海灣岸

Игла (шпиль) 尖峰
Извержения кратерные 火山口噴發
——надводные 水上噴發
——подводные 海底噴發
Изобазы 等深線
Изостатические колебания 等壓漲落昇降運動
Интрузивы 侵入體
Исполиновы котлы 鍋穴
Источники 泉

——карстовые 喀斯特泉

Каверны (погреба) 冰窟
Кальдеры 大火山口
Каменистые равнины 石頭平原
Каменные кольца 石環
——многоугольники 石多角體
——моря 石海
——решётки 石格窗
——россыпи 石堆
Камы 冰磧阜
Каньоны 峽谷
Карлинги 角峰
Карнизы 懸崖
——ледника 冰川簷
——снежные 雪簷
"Карманы" 袋形地
Каровые лестницы 冰斗梯
—— озёра 冰斗湖
Карры 溶溝
Карровые поля 溶溝原
Карст 喀斯特
——закрытый (глубинный) 覆蓋(深成)喀斯特
——обнажённый (поверхностный) 出露(地表)喀斯特
——снежный 雪地喀斯特
—— средиземноморского типа (непокрытый) 地中海型的(光禿的)喀斯特
——среднеевропейского типа 中歐型的喀斯特
Карстообразование 喀斯特形成作用
Карстовые колодцы 喀斯特井(天然井)
——шахты 喀斯特豎井

Кары 冰斗
——деятельные 活動冰斗
——стадии их формирования 形成時期的冰斗
——в стадии отмирания 衰亡時期的冰斗
Катавотры (поноры) 水陷(落水洞)
Категории форм земной поверхности 地面地形的種類
Кающиеся снега 跪雪丘
Классификация берегов 海岸的分類
Климат 氣候
——альпийский (горный) 阿爾卑斯(山地)氣候
——аридный (сухой) 乾燥氣候
——влажный 潮濕氣候
——гумидный 溫和潮濕氣候
——горный (альпийский) 山地(阿爾卑斯)氣候
——нивальный 極地冰雪氣候
——снежный полярный (нивальный) 極地冰雪氣候
——сухой (аридный) 乾燥氣候
Клиф 海岸懸崖
Ключи 泉
Колодец шахтный 礦井
Колодцы 井
——карстовые 喀斯特井
——наливные 旱井
——поглощающие 吸水井
Кольцо атолла 環礁
Конгломерат 礫岩
Конечная морена 終磧
Конечно-моренные гряды 終磧壠
Конические бугры 圓錐形雪丘
Консеквентные долины 順向谷
Контрофорсы 邊緣

Конус 圓錐
Конусы выноса 冲積錐
Конусы насыпные 堆積錐
Конусы осыпания 岩錐
Кора пустыни 沙漠皮
—— шлаковая 熔岩渣殼
Коралловые берега 珊瑚海岸
Коралловые постройки 珊瑚構成物
Коралловые рифы 珊瑚礁
Косы 沙嘴
Котловины бессточные 無水流外洩盆地
——выдувания 颳蝕盆地
——замкнутые 封閉盆地
——каровые 冰斗盆地
——карстовые 喀斯特盆地
——ледниковые 冰蝕盆地
——озёрные 湖泊盆地
——плотинные 堤壩盆地
——просадочные 漏陷盆地
——речные 河成盆地
——сухие 乾燥盆地
——тектонические 構造盆地
——эоловые 風成盆地
——эрозионные 侵蝕盆地
Кратер 火山口
Кратерные извержения 火山口噴發
Кривая стока 水流曲線
Криоконит 冰窪
Кумы 沙漠
Купол 穹地
Купола лавовые (экструзивные) 溶岩(噴出岩)穹地

Курчавые скалы 捲毛岩
Кустовые бугры 叢草沙堆
Кучевые пески 羣集沙
Куэста 單面山
Куэстовые гряды 單面山脊
Куэстовые мосты 單面山橋
"Кыры" 尖形殘丘

Лабильный шельф 易沉（不穩定）陸棚
Лава 熔岩
Лава волнистая 波狀熔岩
——глыбовая 塊狀熔岩
——кислая 酸性熔岩
——основная 基性熔岩
Лавины 雪崩
——грунтовые 土崩
——пылеватые 塵崩
——снежные 雪崩
Лавовые (экструзивные) купола 熔岩（噴出岩）穹丘
——озёра 熔岩湖
Лавовые потоки 熔岩流
Лагуны 瀉湖
Лакколиты 岩盤
Ландшафт бугристых песков 沙堆沙景觀
——геоморфологический 地貌景觀
——долинный 谷地景觀
——друмлиновый 鼓丘景觀
——камовый 冰磧阜景觀
——карстовый 喀斯特景觀
——кучевых песков 羣集沙地景觀
——куэстовый 單面山景觀

——ледниковый 冰川景觀
——лёссовых степей 黃土草原景觀
——нивальный 積雪景觀
——овражный 冲溝景觀
——озёрный 湖泊景觀
——озовый 蛇形丘景觀
——островных (останцовых) гор 島狀山(殘山)景觀
——песчано-бугристый 沙丘景觀
——скалистых предгорных равнин 懸崖山前平原景觀
——флювиогляциальных равнин 冰水平原景觀
——холмистой донной морены 底磧丘陵景觀
Ландшафт культурный 人爲景觀
—— горнопромышленный 礦業景觀
—— ирригационный 灌溉景觀
—— оборонный 國防景觀
——сельскохозяйственный 農業景觀
Лёд 冰
——болотный 沼澤冰
——глетчерный 冰川冰
——грунтовый (вечная мерзлота) 土中冰(永久凍土帶)
——донный 底冰
——ископаемый 古代冰
Лёд——классификация твёрдой воды по В. И. Бернадскому 維爾納德斯基的固體水分類法
—— —— ——по А. Б. Добровольскому 道勃羅伏爾斯基的固體水分類法
——озёрный 湖泊冰
——пластовый 層狀冰
——покровный 覆蓋冰
——потоков 流冰
——почвенный 土壤冰

——речной 河冰
——торосистый (ропаки) 積冰
——фирновый 粒冰
Ледники 冰川
——висячие 懸冰川
——возрождённые 再生冰川
——горных стран 山區冰川
——долинные 谷地冰川
Ледники, их типы 冰川及其類型
——их движение 冰川及其運動
—— —— —— вертикальное (первичное) 垂直(原生)冰川運動
—— —— —— горизонтальное (вторичное) 水平(次生)冰川運動
——каровые 冰斗冰川
Ледники, классификация их 冰川及其分類
Ледники комплексные (древовидные) 複合冰川(樹狀冰川)
Ледники, морфология их 冰川及其形態
Ледники, область их питания 冰川及其供給區
Ледники переметные 合成冰川
——предгорные 山前冰川
Ледники, размеры их площади 冰川及其大小和面積
Ледниково-эрозионные образования 冰川侵蝕形成作用
Ледниковые напорные формы рельефа 冰川壓力地形
Ледниковые потоки 冰流
Ледниковые стаканы 冰杯
Ледниковый стол 冰桌
Ледниковый язык 冰川舌
Ледопад 冰瀑布
Ледяной рельеф болот 沼澤冰地形
—— —— моря 海洋冰地形
—— —— озёр 湖泊冰地形
—— —— рек 河流冰地形

—— —— схема классификации 冰地形的分類表
Ледяные мельницы 冰磨
——поля 冰原
Ледяные шапки 冰帽
Лёсс 黃土
Лиманы 溺谷
Линия вечных снегов 萬年雪線
Литосфера 岩石圈
Ложбины 地溝
Ложе ледника 冰床
Лунки келлера 冰穴

Маары 小火口
Магма 岩漿
Макроформы 大型地形
Маргинальные каналы 邊緣溝渠
Марши 鹽浸沼澤
Массивы 地塊; 基岩山地
——кристаллические 結晶地塊
——межгорные 山間地塊
——со сложной тектоникой 複雜構造的地塊
Материковая отмель (шельф) 大陸淺灘 (陸棚)
—— платформа (шельф) 大陸平台 (陸棚)
Материковый склон 大陸坡
Меандры 河曲
—— блуждающие (пойменные) 河漫灘型河曲
—— долинные 河谷型河曲
Медальон 卵形地形
Мезоформы 中型地形
Мелкобугристый (тундровый) микрорельеф 小丘陵微型地形
Мелкозём 細泥

Мелкозернистый песок 細粒沙
Мерзлота вечная 永久凍土帶
—— сезонная 季節性凍土帶
Меридиональная (тихоокеанская) зона разломов 南北向的(太平洋式的)斷裂帶
Мельницы морские 海磨坊
Микрорельеф 微型地形
—— мелкобугристый 小丘微型地形
—— наложенный 外力加給微型地形
—— тундровый 苔原微型地形
Микроформы 微型地形
Морены 冰磧
——боковые 側磧
——внутренние 內磧
——годичные 年磧
——движущиеся 活動冰磧
——донные (покровные) 底(覆蓋)磧
——каровые 冰斗冰磧
Морены конечные 終磧
——ледниковые 冰磧
——напора 壓力冰磧
——основные 基礎冰磧
——отложенные 沉積冰磧
——поверхностные 表面冰磧
——поперечные 橫磧
——продольные 縱磧
——срединные 中磧
Моренные холмы 冰磧丘陵
Морские мельницы 海磨坊
Морской размыв 海水沖刷
Морфография 地勢學

Морфология речных долин 河谷的形態
Морфологический анализ 形態分析
Морфометрия 形態測量
Моря внутренние 內海
—— каменные 石海
—— межгорные 山間海
—— окраинные 邊緣海
—— периферические 邊緣海
——структурные (средиземные) 構造(陸中海)海
——шельфовые (вторичные) 陸棚(次生)海
Мочары 沮洳地
Мысы 海角

Нагорья альпийского типа 阿爾卑斯式的高地
—— моноантиклинальные 單背斜高地
—— складчатые 褶皺高地
—— типа Юры "侏羅"式的高地
Надвиги 逆掩斷層
Наледи 河面冰丘
Наложенные формы рельефа 外力加給地形
Намёты 雪堆
Наст 薄冰，薄層冰
Наступание ледников 冰川的前進
Насыпные конуса 堆積錐
Нерунги 狹長砂嘴
Нивальный климат 兩極冰雪氣候
—— пояс 冰雪帶
Низменности 低地
Низовье реки 河流下游
Ниши выдувания 風蝕壁龕
——эрозионные 侵蝕壁龕

Нунатаки 冰原石山

Области аридного климата, геоморфология их 乾燥氣候區及其地貌

Области бессточные 內陸區

——дислоцированные 錯動形成區

Область вулканическая 火山區

Обвалы горные 山崩

——снежные 雪崩

Обрыв (клиф) 懸崖（海岸懸崖）

Овраги 冲溝

——суффозионные 潛蝕冲溝

Овражный рельеф 冲溝地形

Озёра 湖

——бессточные 內陸湖

Озёра, географические элементы их 湖泊及其地理因素

——горные 山區湖

——грабеновые 地塹湖

——дельтовые 三角洲湖

——завальные 堵塞湖

——замкнутые 封閉湖

——каровые 冰斗湖

——карстовые 喀斯特湖

Озёра кратерные 火口湖

——лавовые 熔岩湖

——ледниковые 冰川湖

——межгорные 山間湖

——Отмирающие 衰退湖

——плотинные 堤壩湖

——пойменные 河漫灘湖

——пресные 淡水湖

——провальные 陷落湖
——проточные 支流湖
——реликтово-морские 殘海湖
——солёные 鹽湖
——талассогенные 海成湖
——тектонические 構造湖
——эрозионные 侵蝕湖
Озёрные котловины 湖盆地
Озовые дельты 蛇形丘三角洲
Озы 蛇形丘
Океаны 海洋
——первичные 原生海洋
——структурные (вторичные) 構造(次生)海洋
Окраинные моря 邊緣海
Оледенение 冰川作用
——горного типа 山岳式冰川作用
——гор 山岳冰川作用
——каровое 冰斗冰川作用
——материковое 大陸冰川作用
——покровное 覆蓋冰川作用
Оледенение плоскогорий (ледяные шапки) 台地冰川(冰帽)作用
——скандинавского типа 斯堪的那維亞式冰川作用
——четвертичное 第四紀冰川作用
Оледенение, гипотезы происхождения 冰川作用及其發生的假說
Оползни 地滑
——ископаемые 古代地滑
——современные 現代地滑
Орография 山岳形態學
Останцы 殘山
Острова 島嶼
——абразионные (скульптурные) 衝蝕(刻蝕)島嶼

——аккумулятивные 堆積島嶼
——вулканические 火山島嶼
——коралловые 珊瑚島嶼
——намытые 冲積島嶼
——океанические 海洋島嶼
—— —— насаженные 叠置島嶼
——отчленённые (континентальные) 大陸島嶼
——скульптурные отчленённые 被刻蝕的島嶼
——структурные 構造島嶼
——тектонические 構造島嶼
—— —— отчленённые 被刻蝕的構造島嶼
—— шельфовые 陸棚島嶼
Острова, классификация их 島嶼及其分類
Островные дуги 島嶼弧
Островные (останцовые) горы 島狀(殘餘)山
Осыпи 岩堆
Отмелм 淺灘
Отмель материковая 大陸淺灘
——намывная 冲積淺灘
——размывная 冲刷淺灘
Отрицательные формы рельефа 負地形
Отступание ледника 冰川的後退
Очаги вулканические 火山源

Параболические дюны 拋物線沙丘
Пелагическая область 遠洋區
Пенеплен 準平原
——древний 古準平原
Пенепленизация 準平原作用
Пепел вулканический 火山灰
Первичные океаны 原生海洋

Перевалы 隘口，山口
Перегиб 坳坡
Перерыв в напластовании 層理的中斷
Пересыпь 砂堤
Перехват рек 河流襲奪
Пески 沙，沙漠
——аллювиальные 冲積沙
——бугристые 沙堆沙
——грядовые 壠崗沙
——кучевые 羣集沙
——летучие 飛沙
——морского происхождения 海成沙
Пески покровные 覆蓋沙
——пустынь 沙漠沙
——эоловые 風成沙
Песчаные бугры 沙丘
Песчаные гряды 沙壠
Песчаный покров 沙覆蓋層
Пещеры вертикальные 垂直溶洞
——карстовые 喀斯特溶洞
——открытые (сквозные) 露面（通穿）洞
——слепые 盲洞
——тёплые 溫洞
——холодные 寒洞
Пик 峯，尖峯
Пирамиды земляные 土錐
Плайа 乾鹽湖
Планадия 平夷作用
Плато 高原
——вулканическое 火山高原
——лавовое 熔岩高原

Плёсс 河區
Плечо оползня 地滑肩
Плечо трога 冰川槽肩
Плиты 板地
Плоскогорья 台地
Плоскогорья высокие 高峻的台地
Плоскостной смыв 平面冲刷
Плывун 流沙
Пляж 海灘
Побережье 岸後帶（海濱）
——затопляемое 淹沒岸後帶
——сухое 乾海濱
Побережья, их морфология 岸後帶及其形態
Подводный хребет 水底山脈
Подзона лесостепная 森林草原亞區
Пойма рек 河漫灘
Пойма, её строение 河漫灘及其結構
——прирусловая 近河床河漫灘
——присклоновая 近谷坡河漫灘
——срединная 中間河漫灘
Пойменные долины 河漫灘河谷
Положительные формы рельефа 正地形
Полупустыни 半沙漠區
Полья карстовые 喀斯特坡立谷
Поля просадки 漏陷地帶
Полярный климат 極地氣候
Полярный пояс 極地
Поноры (катавотры) 落水洞（水陷）
Пороги 急湍，急灘，峪坎
Потоки временные 暫時水流
——грунтовые 土中水流

——земляные 土流
——лавовые 熔岩流
Потоки ледниковые 冰川流
——песчаные 沙流
——флювиогляциальные 冰水流
Почти-равнина 準平原
Предгорные равнины 山前平原
Предгорные ступени 山前階地
Прибойная ниша 浪龕
Притоки 支流
——боковые 兩側支流
——поперечные 横斷支流
Провалы 塌陷，斷落
Провинция геоморфологическая 地貌省
Продольные долины 縱谷
Продукты выветривания 風化產物
Продукты извержения 噴發產物
Пролювиальный шлейф 洪積扇
Просадки 塌陷
Проталины 融雪場所
Процесс горообразования 造山作用
—— рельефообразующий 地形形成作用
——карстообразования 喀斯特形成作用
Пустыни 沙漠、荒漠、漠地
——— галечниковые 卵漠
——— глинисто-солончаковые 鹽沼泥漠
———глинистые 泥漠
———горные 岩漠
———каменистые 石漠
———песчаные 沙漠
———солончаковые 鹽沼沙漠

——такырные 龜裂地沙漠
Пустыни, типы их 沙漠及其類型
Пустынная кора 沙漠皮
Пустынные вади 沙漠間歇河谷
Пустынный загар 沙漠岩漆
Пятящаяся эрозия 向源侵蝕

Равнины 平原
Равнины аккумулятивные 堆積平原
——аллювиальные 冲積平原
——береговые 海岸平原
——внутриматериковые 內陸平原
——вогнутые 凹狀平原
——возвышенные 高地平原
——волнистые 波狀平原
——всхолмлённые 波狀平原
——вторичных геосинклиналей 次生地向斜平原
——геосинклинальные 地向斜平原
——грядовые 壠崗平原
——дельтовые 三角洲平原
——денудационные 剝蝕平原
——зандровые 冰水扇形平原
——каменистые 石頭平原
——лавовые 熔岩平原
——ледниковые 冰川平原
——лёссовые 黃土平原
——материковые 大陸平原
——межгорные 山間平原
——наклонные 傾斜平原
——наложенные (вторичные) 外力加給(次生)平原
——низменные 低地平原

——озёрные 湖泊平原
——окаймляющие материковые 大陸邊緣平原
——первичные 原生平原
——первичных геосинклиналей 原生地向斜平原
——платформенные 地台平原
——предгорные 山前平原
—— ——пролювиальные 山前洪積平原
——приморские 濱海平原
Равнины пролювиальные 洪積平原
——снежные 積雪平原
——степные 階狀平原
——структурные 構造平原
——типичные (нормальные) 典型(規則)平原
——флювиогляциальные 冰水平原
——эоловые 風成平原
Равнины—плато 平頂高原
Радиальный тип речных систем 放射狀河系
Разломы 斷裂
Размыв морской 海水沖刷
Рег (галечниковая пустыня) 礫漠
Реки главные 主流
——карстовые 喀斯特河流
——первичные (консеквентные) 原生(順向)河
——подземные 地下河流
——порожистые 有急灘的河流
Реки с меридиональным течением 具南北流向的河流
——субширотного направления 近東西方向的河流
——субмеридиональные 近南北方向的河流
——широтного направления 東西方向的河流
Рельеф адырный 零亂丘陵地形
——аридный 乾旱地形

——балочный 坳地地形
——береговой 海岸地形
——вулкано-структурный 火山構造地形
——горных пустынь 岩漠地形
——граверный (вырезанный) 雕刻（刻切）地形
——гребенчатый 山脊地形
——денудационный 剝蝕地形
——денудированной антиклинали 剝蝕背斜地形
—— ——синклинали 剝蝕向斜地形
——дна океанов 海底地形
——карстовый 喀斯特地形
——крупноволнистый 大波浪地形
——кучевой 羣集地形
—— куэстовый 單面山地形
——ледниковый 冰川地形
——ледяной 冰地形
——материковый 大陸地形
——медальонный 卵形地形
——моноклинальных структур 單斜構造地形
——мягковолнистый 微波地形
——наложенный 外力加給地形
——нивальный 積雪地形
——овражный 冲溝地形
——оползневый 地滑地形
——островныхгор 島山地形
——остро-скальный 尖崖地形
——песчано-аккумулятивный 沙積地形
——песчано-бугристый 沙堆地形
——пластового льда 層狀冰地形
——погребённый 埋藏地形
——подовый 小型盆地地形

——покровного льда 覆蓋冰地形
——просадочный 漏陷地形
——пустынь 沙漠地形
——равнины 平原地形
——решетчато-грядовый (дюнный) 格狀壠崗(沙丘)地形
——«руинный» 破壞地形
——сбросово-озёрный 斷層湖地形
——сбросовых областей 斷層區地形
—— —— —— его типы 斷層區地形及其類型
——скально-чешуйчатый 懸崖鱗狀地形
——скальный 懸崖地形
——складчатых областей 褶皺區地形
——скульптурный 雕刻地形
Рельеф соляно-купольный 鹽穹地形
——соляных структур 鹽丘構造地形
——ступенчато-равнинный 階狀平原地形
——сыртовый 樑地地形
——тектонический 構造地形
——холмисто-моренный 冰磧丘陵地形
——холодного климата 寒冷氣候地形
——экзовулканов 外火山地形
——эоловый аккумулятивный 風積地形
——эрозионно-нишевый 侵蝕壁龕地形
——эрозионный 侵蝕地形
Речная сеть 河網
Речная система 河系
—— —— дендритовая 樹枝狀河系
—— —— перистая 羽毛狀河系
—— —— перистого типа 羽毛式河系
—— —— радиальная 放射狀河系
Речные долины 河谷

Риасовые берега 里亞斯式海岸
Рифы барьерные 堤礁（堡礁）
—коралловые 珊瑚礁
—окаймляющие (береговые) 岸礁（邊礁）
Рукава 小溪
Русло реки 河床
Рытвины 溝
Рябь пустыни 沙漠波紋

Саи "塞"、㯍
Сбросово-озёрные страны 斷層湖地
Сбросовый рельеф типа больших долин провалов 大斷落谷型的斷層地形
—— —— впадин извержения 噴發凹地斷層地形
—— —— типа высоких плоскогорий 構造台地型的斷層地形
Сбросы 斷層
—— ступенчатые 階狀斷層
—— концентрические 同心斷層，環狀斷層
—— сопряжённые 交叉斷層
Себхи "塞北希"（泥土荒漠）
Сиваши 海灣鞏
Синклиналь 向斜
Синклинальные долины 向斜谷
Системы речные 河系
Скалы курчавые 捲毛岩
——шаровые 球形岩
Складки антиклинальные 背斜褶皺
——косые 斜彎褶皺
——крутые 陡峻褶皺
——наклонные 傾斜褶皺
——несимметричные 不對稱褶皺

——опрокинутые 倒轉褶皺
——пологие 微斜褶皺
——прямые 直立褶皺
——симметричные 對稱褶皺
——синклинальные 向斜褶皺
Складчатые (моноантиклинальные) горы 褶皺(單背斜)山
Склоны гор вогнутые 凹形山坡
——выпуклые 凸形山坡
——ровные 平坦山坡
——ступенчатые 階狀山坡
—— —— тектонические 構造階狀山坡
—— —— эрозионные 侵蝕階狀山坡
Скульптурные формы рельефа 雕刻地形
Слепые долины 盲谷
Слоистые вулканы 層狀火山
Смыв плоскостной 平面沖刷
Снег 雪
——бугристый 雪丘
——фирновый 粒雪
Снега вечные 萬年雪
——кающихся 跪雪丘
Снеговая линия 雪線
Снеговая линия, её высота (таблица) 雪線及其高度(表)
—— —— климатическая 氣候雪線
—— —— орографическая 山岳雪線
Снеговой покров, морфология 雪覆蓋層及其形態
Снежный карст 雪喀斯特
Снежный полярный климат (нивальный) 兩極冰雪氣候
Снежные гряды (заструги) 雪壠
Снежные обвалы 雪崩
Солифлюкция 泥流

Солонцы пухлые 膨脹鹽沼
——структурные 構造鹽沼
Солончаки 鹽沼
Соляные купола 鹽穹
——столбы 鹽柱
——структуры 鹽丘的構造
——штоки 鹽株
Сопки грязевые 泥火山
«Соры» "索爾"
Средиземная зона разломов 地中斷裂帶
Средиземные (структурные) моря 陸中（構造）海
Средневысотные горы 中高山
Сталактиты ледяные 冰鐘乳石
Старицы 牛軛湖
Степи песчаные 沙質草原
Столбы 柱
Столовая глыбовая страна 桌形塊狀山區
Столы ледниковые 冰桌
Страны горные 山區
——равнинные 平原區
Стрелка 沙咀
Структуры складчато-покровные 褶皺覆蓋構造
——складчатые 褶皺構造
Структурные (вторичные) океаны 構造（次生）洋
Структурные (средиземные) моря 構造（陸中）海
Структурый рельеф, его географическое размещение 構造地形及其地理分佈
Ступени террасовые 階地台階
Субмеридиональная зона разломов 近南北向的斷裂帶
Субсеквентные долины 次成谷
Суффозия 潛蝕作用

Суффозионные овраги 潛蝕冲溝
Сыртовый рельеф 梁地地形
Сырты 梁地

Такыры 龜裂地
Твань (трясина) 沼澤地
Тектоника 構造
Тектонические движения 構造運動
Тектонический рельеф 構造地形
Термокарст 熱喀斯特
Террассвые ступени 階地
Террасы 階地
——абразионные 衝蝕階地
——аккумулятивные 堆積階地
——атлантического типа 大西洋型的階地
——безморенные 無冰磧階地
Террасы береговые 海岸階地
——верхние 上階地
——вложенные 內叠階地
——волноприбойные 浪蝕階地
——денудационные (структурные) 剝蝕(構造)階地
——древние 古老階地
——камовые 冰磧丘階地
——каспийско-черноморского типа 裏海—黑海型的階地
——кольцевые 環形階地
——лёссовые 黃土階地
——ложные 假階地
——луговые 瀉湖階地
——многоярусные 多層階地
——моренные 冰磧階地
——морские 海瀦階地

——надпойменные 河漫灘上階地
——наложенные 上叠階地
——нижние 低階地
——озёрные 湖岸階地
——оползневые 地滑階地
——песчаные 沙階地
——пойменные 河漫灘階地
——поперечные 横階地
——продольные 縱階地
——речные 河流階地
——скандинавского типа 斯堪的那維亞式階地
——тихоокеанского типа 太平洋式階地
——флювиогляциальные 冰水階地
——эрозионные 侵蝕階地
Терриконы 錐形石堆
Теснины 隘谷
Тип рельефа 地形的類型
Тип (рельефа) водногенетический 水成地形類型
—— —— ледниковый 冰川地形類型
—— —— морской 海洋地形類型
—— —— пустынный 沙漠地形類型
Типы горных сооружений 山型
—— —— ——американский 美洲山型
—— —— ——восточноазиатский 東亞山型
—— —— ——индоевропейский 印度—歐洲山型
—— —— ——меридиональный 南北向山型
—— —— ——широтный 東西向山型
Томболо 連島砂洲
Торф 泥炭
Торфяные болота 泥炭沼澤
——бугры 泥炭沙丘

Трещинные излияния 裂縫噴溢
Трещины краевые 邊緣冰隙
——ледника боковые 側冰隙
—— ——поперечные 橫冰隙
—— ——продольные 縱冰隙
——тектонические 構造節理
Троги 冰川槽
Трясина 沼澤地
Тундра 苔原
——высокогорная 高山苔原
——пятнистая (медальонная) 卵形苔原

Увалы 山崖
Узбои 間歇河谷
Уровень грунтовых вод 土中水面
Уровень денудации 剝蝕面
Устье 河口
Уступы 階地
Уступ (в реке) 階地（河中的）
——террасы 階地階梯
Ущелья 嶂谷

Фараоновы столбы 法老王之柱
Фирн 粒雪
Фирновое поле 粒雪原
Фирновый снег 粒雪
Флаги 雪旗
Флювиогляциальные песчаные равнины (зандры) 冰水沙質平原（扇形地）
Флювиогляциальные террасы 冰水階地
Форма Земли 地球的形態

Форма рельефа, классификация по И.С. Щукину 地形，按舒金的分類
Формы аккумулятивные 堆積地形
——антропогенные 人爲地形
——вторичные (наложенные) 次生（外力加給的）地形
——водногенетические 水成地形
Формы водногенетические схема их классификации 水成地形及其分類表
——карстовые 喀斯特地形
——ледниково—аккумулятивные 冰川堆積地形
——ледниково—скульптурные 冰川雕刻地形
——ледниковые 冰川地形
—— ——напорные 冰川壓力地形
——морского происхождения 海成地形
——навевания 風積地形
——наложенные (вторичные) 外力加給（再生）地形
——обусловленные деятельностью ледников 冰川活動造成的地形
——обусловленные деятельностью поверхностных вод 地表水活動造成的地形
——обусловленные деятельностью подземных вод 地下水活動造成的地形
—— —— экзогенными силами 外力造成的地形
—— —— эндогенными силами 內力造成的地形
—— —— эоловой и атмосферной деятельностью 風及大氣活動造成的地形
——оползневые 地滑地形
——отрицательные 負地形
——первичные (космические) 原生（宇宙）地形
——положительные 正地形
——просадочные (суффозионные) 漏陷（潛蝕）地形
——пустынные 沙漠地形

——развевания 吹颺地形
——рельефа, классификация их 地形形態及其分類
—— ——отрицательные 負地形形態
—— ——положительные 正地形形態
——складчато-структурные 褶皺--構造地形
——скульптурные 雕刻地形
——снежно-аккумулятивные 雪積地形
——тектонические 構造地形
——усыхания 乾裂地形
——физического выветривания 物理風化地形
——флювиогляциальные 冰水地形
——химического выветривания 化學風化地形
——эолово-аккумулятивные 風力堆積地形
——эолового развевания 吹颺地形
——эрозионные 侵蝕地形
Фульджи "颸蝕凹地"(吹颺地形之一——橢圓形窪地)
Фумароллы 噴氣孔
Фьордовые берега 峽灣式海岸
Фьорды 峽灣

Холмистые страны 丘陵地區
Холмы моренные 冰磧丘陵
Хребет (горный) 山嶺, 山脈
Хребты, кулисообразно расположенные 邊幕式分佈的山脈
——меридиональные 南北向的山脈

Центр извержения 噴發中心
Цикл эрозионный (герграфический цикл) 侵蝕週期(地理週期)
Цикл развития рек 河流發育的週期
Цирки 冰成環谷
Цирки выветривания 風化環谷

Цирки оползневые 地滑圍場
Цоколь горной страны 山地中的石基
——террас 階地的石基

Чётковидные долины 珠串狀河谷
Чинк (кыр) 陡階(烏斯特烏爾特島原特有)

Шала „薩拉"(泥漠)
Шаровые скалы 球形岩
Шахты карстовые 喀斯特豎井
Шельф 陸棚
——стабильный 穩定陸棚
Шельфовые (вторичные) моря 陸棚(次生)海
Шермовый тип берега 謝爾姆式海岸
Шлаковая кора 熔岩渣殼
Шлейфы предгорные 山前扇形地
——пролювиальные 洪積扇
Шпиль 尖峰
Шранд 崖麓
Штоки соляные 鹽株

Щебенчатые россыпи 碎石堆
Щитовые вулканы 盾形火山
Щиты 地盾
Щит ледниковый Гренландии 格陵蘭盾形冰川
——ледяной 冰盾
—— ——Антарктиды 南極冰盾

Эвстатическое колебание 海面的漲落升降運動
Экваториальное вспучивание 赤道的膨脹
Экзовулканы 外火山(噴發火山)

Экзогенные силы 外力
Экструзивные (лавовые) купола 噴發(熔岩)穹丘
Элювиальная кора выветривания 風化殘積殼
Элювий 殘積物
Эндовулканы 內火山(侵入火山)
Эндогенные силы 內力
Эолово-аккумулятивные образования 風力堆積的形成
Эоловые образования 風力作用
Эоловые пески 風成沙地(風沙)
Эоловые столбы 風蝕柱
Эоловый город 風城
Эпейрогенические движения 造陸運動
Эпигенетические долины 遺傳谷
Эрг "愛爾格"(沙漠)
Эрозионный ландшафт 侵蝕景觀
——рельеф 侵蝕地形
——цикл 侵蝕週期
Эрозия 侵蝕作用
——боковая 向旁侵蝕
——глубинная 垂直侵蝕
——ледниковая 冰川侵蝕
——почв 土壤的侵蝕
——пятящаяся 向源侵蝕
——регрессивная 海退侵蝕
——речная 河流侵蝕
——эоловая 風力侵蝕
——юная 幼年侵蝕
Эстуарии 三角港
Эффузивный вулканизм 噴發火山作用

Язык ледниковый 冰川舌
Ярданги 颳蝕穴



高等學校課本

書 號0098

定 價 26,000 元

書名代號(0751)